

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
“FEDERICO II”

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e
Naturali

**Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XXI Ciclo**

*Analisi del rumore sismico per lo
studio della risposta di sito ai
Campi Flegrei*

Tutore:
Prof. **Roberto Scarpa**
Co-Tutore:
Prof. **Adriano Mazzarella**

Dottorando:
Norma Damiano

Coordinatore:
Prof. **Stefano Mazzoli**

Indice

Introduzione	1
1 Descrizione delle metodologie	5
1.1 Risposta di sito	6
1.2 Metodo H/V di Nakamura	9
1.2.1 Requisiti tecnici per l'acquisizione dei dati	11
1.2.2 Linee guida per l'interpretazione dei risultati	13
1.3 Tecniche di array	19
1.3.1 Metodo della frequenza-numero d'onda (FK)	19
1.3.2 Metodo di auto-correlazione spaziale di Aki	22
1.3.3 Metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC)	26
1.3.4 Analisi di errore	27
1.3.5 Potenzialità degli array	28
1.3.6 Uso del software Geopsy per lo studio del rumore sismico	31
2 Il complesso vulcanico dei Campi Flegrei	40
2.1 Geologia del vulcano Solfatara	44
2.2 Geologia della collina di Posillipo	45
2.3 Geologia del cratere Quarto	48
2.4 Geologia dell'area di Pozzuoli	49
3 Strumentazioni e Dati	51
3.1 Array sismici al Vulcano Solfatara	51
3.2 Array alla Grotta di Seiano	57
3.3 Le stazioni di Quarto e Pozzuoli	58
4 Elaborazione dati; Risultati e Discussione	61
4.1 Analisi dell'RMS	61
4.1.1 Cratere della Solfatara	61
4.1.2 I siti di Quarto e Pozzuoli	64
4.2 Analisi spettrale	70
4.2.1 Cratere della Solfatara	70
4.2.2 I siti di Quarto e Pozzuoli	80
4.2.3 La collina di Posillipo	85
4.3 Analisi della risposta di sito	88

4.3.1 I siti di Quarto e Pozzuoli.....	88
4.3.2 La collina di Posillipo	90
4.4 Analisi dei rapporti spettrali H/V.....	91
4.4.1 Cratere della Solfatara	91
4.4.2 I siti di Quarto e Pozzuoli.....	98
4.4.3 La collina di Posillipo	102
4.5 Analisi di array alla Solfatara	105
4.5.a Risposta di array	105
4.5.b Metodo della frequenza-numero d'onda (FK).....	112
4.5.c Metodo di auto-correlazione spaziale di Aki	113
4.5.d Metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC)	114
4.5.e Inversione delle curve di dispersione	116
4.5.f Analisi della risposta di sito alla Solfatara	124
5 Conclusioni	125
Ringraziamenti.....	129
Bibliografia	130

Introduzione

I danni provocati dai terremoti hanno spinto la comunità scientifica ad approfondire le conoscenze sul movimento del suolo generato dal passaggio di onde sismiche. La geologia locale può modificare in modo significativo il campo d'onda generando delle amplificazioni anomale del segnale in bande di frequenza specifiche. I parametri che descrivono tali effetti sono i valori di amplificazione locale e di frequenza di risonanza del sito.

Molte sono le tecniche sviluppate per identificare le principali caratteristiche della risposta di sito e possono essere raggruppate in tre principali categorie. La prima è basata su approcci di simulazioni numeriche (Panza et al., 2001) associati alla geofisica classica ed a strumenti geotecnici, che forniscono una stima affidabile dei parametri di input necessari. Questi metodi hanno lo svantaggio di avere costi troppo elevati per la realizzazione dell'esperimento ed un impatto ambientale poco accettato dalla comunità (usi di esplosivi, realizzazione di pozzi). La seconda categoria consiste nella misura diretta della risposta di sito sulla base delle registrazioni di terremoti accaduti nell'area di studio. Infine, l'ultima categoria è quella basata sulla registrazione del rumore ambientale. I vantaggi nell'utilizzare questi metodi risiedono nella possibilità di eseguire misure in qualsiasi momento e luogo, senza dover ricorrere a sorgenti attive o attendere il verificarsi di qualche evento sismico naturale, nonché nel permettere la realizzazione di esperimenti a basso costo con un impatto ambientale praticamente inesistente e nel consentire misure speditive.

Il rumore sismico è un termine generico usato per identificare le vibrazioni ambientali del suolo causate da sorgenti sia naturali sia antropiche, come per esempio le maree, le onde che si infrangono lungo la costa, il vento ed il suo effetto su alberi o edifici, le vibrazioni provocate dai macchinari industriali, dal passaggio di automobili e treni, dai passi degli uomini, etc.. All'interno del rumore sismico possiamo distinguere tra microsisma e microtremore: il primo è caratterizzato da basse frequenze e prodotto da sorgenti naturali; il secondo da alte frequenze ed è prodotto da sorgenti antropiche; dipendendo dall'origine il comportamento è diverso sia nel dominio spettrale che temporale.

Alcune metodologie applicate per l'acquisizione del rumore sismico sono rappresentate dalle tecniche multicanale (SPAC, Aki, 1957; MSPAC, Betting et al., 2001; FK, Lacoss et al., 1969 e Kvaerna and Ringdahl, 1986) proposte per la

determinazione della velocità di fase. Il modello di velocità può essere, infatti, usato per il calcolo della funzione di trasferimento teorica del sito mediante simulazioni numeriche. Altre metodologie, comunemente applicate, sono basate sui rapporti spettrali, cioè sul rapporto tra l'amplificazione del moto che si verifica in superficie ed un sito di riferimento, il cosiddetto bedrock (Borcherdt, 1970). Quando non è possibile individuare il bedrock si tiene conto di un riferimento medio di siti conosciuti (Maresca *et al.*, 2003). Una variante a queste tecniche è dato dal rapporto spettrale della componente orizzontale rispetto a quella verticale H/V (Nakamura, 1989; Bard, 1999; Lermo and Chavez-Garcia, 1994; Castro *et al.*, 1997; Scherbaum, 2004). In generale, la valutazione della risposta sismica di sito riveste grande importanza, soprattutto in aree densamente urbanizzate, dove la stima del fattore di amplificazione è necessaria per una corretta valutazione del rischio sismico.

In questo lavoro di tesi si studia il rumore sismico registrato in alcuni siti dei Campi Flegrei con lo scopo di approfondire la conoscenza vulcanologica, di testare alcune metodologie comunemente utilizzate per lo studio della risposta sismica in ambiente vulcanico ed ampiamente urbanizzato, quindi si prefigge di dare un ulteriore contributo allo studio degli effetti di sito attraverso l'applicazione di tecniche speditive.

Il lavoro è strutturato come descritto in seguito:

il primo capitolo descrive brevemente le metodologie applicate per lo studio del rumore sismico; ho utilizzato il microtremore seguendo tre direzioni in relazione alle condizioni dei siti: analisi spettrale, rapporti spettrali H/V e tecniche di inversione dei modelli di velocità attraverso le metodologie di array. I primi due tipi di analisi hanno in comune la caratteristica di fornire direttamente alcune informazioni sulla risposta del sito, mentre l'ultimo è una tecnica di esplorazione geofisica, da cui si può ottenere indirettamente la stima della risposta di sito. Per la stima dei valori di amplificazione locale e di frequenza di risonanza di un sito ho applicato il metodo dei rapporti spettrali proposto da Nakamura, mentre per il calcolo della funzione di trasferimento teorica ho utilizzato due programmi, il primo è un programma sviluppato in ambiente Mathcad e si basa sulle ipotesi di un modello di suolo stratificato con spessori variabili e poggianti su roccia elastica. Il secondo è il programma denominato EERA (Equivalent-linear Earthquake Response Analysis). Per ottenere i profili delle velocità delle onde S ho ricavato prima le curve di auto-correlazione e le curve di dispersione, che caratterizzano la propagazione delle onde, ed in seguito queste curve sono state invertite. I metodi

utilizzati per l'analisi di array sono tre: il metodo della frequenza-numero d'onda, il metodo di auto-correlazione spaziale di Aki ed il metodo di auto-correlazione spaziale modificato.

Segue, nel secondo capitolo, una descrizione della geologia dell'area di studio, con particolare riferimento al cratere della Solfatara ed alla collina di Posillipo, dove si trova la Grotta di Seiano; la conoscenza geologica è fondamentale per la previsione di un evento vulcanico ma anche per una corretta valutazione degli effetti dei terremoti al fine di ridurre il rischio sismico.

Nel terzo capitolo ho descritto i dati ottenuti da: due esperimenti che ho progettato e realizzato, in collaborazione con ricercatrici dell'ente di ricerca Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Sezione di Napoli, per l'acquisizione dei dati alla Grotta di Seiano ed al cratere della Solfatara; stazioni installate in superficie ed in profondità ai siti di Quarto e Pozzuoli. In particolare, al sito di Quarto ho installato in collaborazione con ricercatori dell'Università degli studi di Salerno un sismometro da pozzo in acquisizione dal 2006.

L'elaborazione dei dati è trattata nel quarto capitolo, dove si illustrano i risultati delle analisi di RMS (Root Mean Square), dell'analisi spettrale e del calcolo della funzione di trasferimento per tutti i siti considerati nell'area flegrea per la caratterizzazione della propagazione del campo d'onda negli strati più superficiali. La pre-analisi dei dati è stata eseguita utilizzando il software SAC (Seismic Analysis Code).

Infine, gli ultimi due capitoli sono dedicati all'interpretazione dei risultati e quindi alle conclusioni.

Nell'ambito della valutazione della pericolosità sismica, questo lavoro di tesi fornisce dei parametri quantitativi utilizzabili per la mitigazione del rischio sismico. Infatti, la conoscenza delle velocità del sottosuolo permette di stimare la funzione di trasferimento teorica e quindi le frequenze di risonanza per cui si verificano le amplificazioni che generano i danni. Queste informazioni sono state ricavate dal modello di velocità degli strati più superficiali che ho ottenuto per il vulcano Solfatara ed è la prima volta che viene determinato un modello così dettagliato per quest'area. Inoltre, i siti scelti per le analisi mi hanno permesso di confrontare e di riscontrare differenze nei valori di amplificazione e di frequenza di risonanza del suolo per i dati acquisiti in superficie rispetto a quelli profondi.

Questi risultati rivelano l'importanza della conoscenza delle caratteristiche degli strati superficiali luogo in cui avvengono cambiamenti nel comportamento della

propagazione delle onde sismiche. Inoltre, dimostrano come un esperimento seppur semplice e speditivo possa contribuire alla conoscenza dal punto di vista sismico del territorio e a mitigare il rischio sismico e vulcanologico. Infine, le procedure che ho descritto si basano su ipotesi generalmente verificate in natura e quindi si possono facilmente estendere anche ad altre aree densamente urbanizzate.

1. Descrizione delle metodologie

Il rumore sismico è un termine generico usato per definire le vibrazioni ambientali del suolo causate da sorgenti sia naturali sia antropiche, come per esempio le maree, le onde che si infrangono lungo la costa, il vento ed il suo effetto su alberi o edifici, le vibrazioni provocate dai macchinari industriali, dal passaggio di automobili e treni, dai passi degli uomini, etc.. All'interno del rumore sismico possiamo distinguere tra microsisma e microtremore: il primo è caratterizzato da bassa frequenza e prodotto da sorgenti naturali; il secondo da alta frequenza ed è prodotto da sorgenti antropiche; dipendendo dall'origine il comportamento è diverso sia nel dominio spettrale che temporale (SESAME European Research Project, WP08 – Deliverable D13.08). In prima approssimazione possiamo definire un limite di frequenza a circa 1 Hz e schematizzare l'origine del rumore come segue:

- Frequenza < 0.5 Hz dovuta a condizioni oceaniche e meteorologiche a grande scala;
- Frequenza ~ 1 Hz dovuta agli effetti del vento e condizioni meteorologiche locali;
- Frequenza > 1 Hz dovuta all'attività umana.

In ogni modo queste distinzioni possono variare da sito a sito dipendendo dalla geologia del sito.

Per definire la natura del rumore molti autori considerano i seguenti tre rapporti:

1. Il rapporto delle onde di volume su quelle superficiali;
2. Il rapporto delle onde di Love su quelle di Rayleigh;
3. Il rapporto del modo fondamentale di Rayleigh ed i modi superiori.

In realtà non c'è accordo tra gli autori sulla composizione del campo d'onda del rumore. Nel primo caso, a basse frequenze i microsismi sembrano essere costituiti principalmente dal modo fondamentale delle Rayleigh (Li et al., 1984, Yamanaka et al., 1994), ad alte frequenze gli autori non trovano un punto d'intesa. Nel secondo caso (Chouet et al., 1998, Ohmachi et al., 1998), si assume che il rumore è costituito principalmente da onde superficiali, ma non si conosce bene il rapporto tra quelle di Rayleigh e di Love. Infine, nell'ultimo caso (Tokimatsu, 1997), possono essere presenti nel rumore modi superiori delle onde di Rayleigh su cui gioca un ruolo importante la stratificazione del suolo.

.1. Risposta di sito

Le analisi sulla risposta di sito sono usate per predire il movimento superficiale del suolo attraverso lo spettro di risposta, per valutare gli stress dinamici e le deformazioni, per stimare il rischio da liquefazione e per determinare le forze indotte da terremoti che possono portare ad instabilità del terreno e, quindi, delle strutture. In condizioni ideali, un'analisi completa della risposta del suolo significa modellare il meccanismo di rottura alla sorgente di un terremoto, la propagazione delle onde attraverso il mezzo fino ad un sito particolare, e quindi determinare come il movimento degli strati superficiali sia influenzato dal suolo che giace sopra il bedrock.

Quando una faglia disloca al di sotto della superficie terrestre, si generano onde di volume che viaggiano allontanandosi dalla sorgente in tutte le direzioni; nel momento in cui raggiungono le interfacce tra differenti materiali geologici subiscono fenomeni di riflessione e rifrazione. Poiché gli strati superficiali hanno una velocità di propagazione più bassa dei materiali più profondi, i raggi incidono sulle interfacce con un'inclinazione sempre più vicina alla direzione verticale. Le analisi della risposta di sito unidimensionali sono basate sull'assunzione che tutte le interfacce siano orizzontali e che la risposta di un deposito di suolo sia principalmente causata da onde SH che si propagano verticalmente dal bedrock. In questo caso il suolo ed il bedrock sono assunti essere infinitamente estesi orizzontalmente.

Con riferimento alla figura 1.1a, il movimento in superficie attraverso un deposito di suolo è definito come il *moto alla superficie libera*; il movimento alla base del deposito di suolo (anche al top del bedrock) è chiamato *moto al bedrock*; il movimento in un sito dove il substrato è esposto alla superficie del suolo è detto *moto all'affioramento di roccia*; se il deposito di suolo non è presente (fig. 1.1b) il movimento al top del bedrock può essere definito come *moto all'affioramento del bedrock*.

Un'importante classe di tecniche d'analisi si basa sull'uso della funzione di trasferimento. La funzione di trasferimento può essere usata per esprimere vari parametri come lo spostamento, la velocità, l'accelerazione, gli stress e le deformazioni di taglio. Essa corrisponde al rapporto tra lo spettro di Fourier del moto alla superficie del terreno e quello dell'analoga componente in corrispondenza del basamento roccioso; poiché si basa sul principio della sovrapposizione questo approccio è limitato all'analisi di sistemi lineari. Comportamenti non lineari possono essere approssimati, tuttavia, usando una procedura iterativa con proprietà lineari del suolo equivalenti.

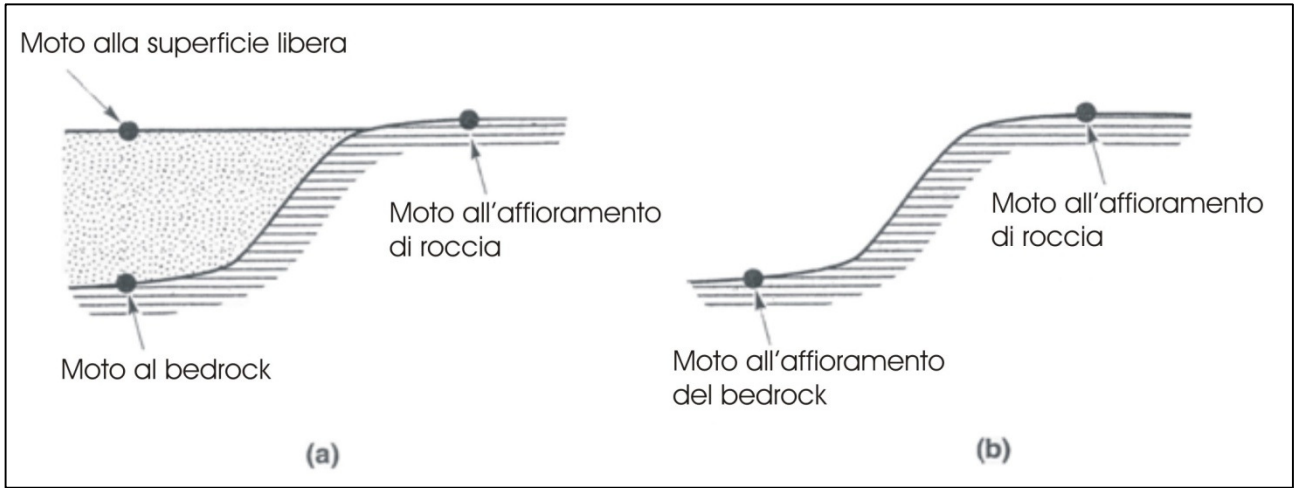


Fig. 1.1 Nomenclatura della risposta di sito: **(a)** suolo che giace al di sopra del bedrock; **(b)** suolo che non giace al di sopra del bedrock. La scala verticale è esagerata. (Kramer, 1996)

Nei problemi reali ci troviamo di fronte a depositi di suolo con più strati di diverso spessore e caratteristiche di smorzamento dove l'energia elastica sarà riflessa e/o trasmessa.

Consideriamo il caso di depositi di suolo con strati, di spessore differente e con caratteristiche di smorzamento, poggianti su roccia elastica (Kramer, 1996).

Si assume che ogni strato di suolo si comporta come un solido di Kelvin-Voigt, e che la risposta di un deposito di suolo è principalmente causata dalla propagazione verticale delle onde SH provenienti dal bedrock sottostante.

La funzione di trasferimento che relaziona l'ampiezza di spostamento dello strato i allo strato j è data da:

$$F_{ij}(\omega) = \left| \frac{u_i}{u_j} \right| = \left| \frac{A_i(\omega) + B_i(\omega)}{A_j(\omega) + B_j(\omega)} \right| \quad (1.1)$$

con

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m^*) \exp(ik_m^* h_m) + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m^*) \exp(ik_m^* h_m)$$

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m^*) \exp(ik_m^* h_m) + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m^*) \exp(ik_m^* h_m)$$

dove h_m è lo spessore dello strato, k_m^* è il numero d'onda complesso e α_m^* è il contrasto d'impedenza complesso tra l' m -esimo e l' $(m+1)$ -esimo strato. Questi due parametri sono definiti attraverso la velocità delle onde di taglio complessa v_m^* :

$$k_m^* = \frac{2\pi f}{v_m^*} \quad \alpha_m^* = \frac{\rho_m v_m^*}{\rho_{m+1} v_{m+1}^*} \quad v_m^* = v_m (1 + i\xi_m)$$

con ρ_m e ξ_m densità e smorzamento dell' m -esimo strato.

Lo smorzamento è legato al fattore di qualità Q dalla relazione:

$$\xi = \frac{1}{2Q}$$

L'equazione (1.1) indica che il movimento in uno strato può essere determinato dal movimento in qualsiasi altro strato, quindi se il movimento in un punto del profilo del suolo è conosciuto, il movimento in qualsiasi altro punto può essere ottenuto.

Per il calcolo della funzione di trasferimento sono stati utilizzati due programmi. Il primo è un programma scritto in Mathcad e si basa sulle ipotesi di un modello di suolo stratificato con spessori variabili e poggiante su roccia elastica come precedentemente secondo la trattazione di Kramer, 1996. Con i parametri di input quali le velocità delle onde S , le densità, gli spessori ed i valori del fattore di qualità per ogni strato del modello ottengo l'amplificazione in funzione della frequenza. Il secondo è il programma denominato EERA (Equivalent-linear Earthquake Response Analysis), e consiste di un modello di Kelvin-Voigt modificato che tiene conto di alcuni tipi di suoli non lineari. Esso assume che il modulo di taglio (G) ed il rapporto di smorzamento siano funzioni dell'ampiezza della deformazione di taglio (γ) e sono determinati con una serie di iterazioni fin quando non diventano consistenti con il livello di deformazione indotto in ogni strato.

Il modulo di taglio, G , è preso come il modulo di taglio secante, G_s , il quale dipende dall'ampiezza della deformazione di taglio, γ . Come mostrato in figura 1.2a, G_s alla fine dei cicli di deformazione è:

$$G_s = \tau_c / \gamma_c$$

dove τ_c e γ_c sono gli sforzi di taglio e le ampiezze di deformazione, rispettivamente. Il rapporto di smorzamento lineare equivalente, ξ , è il rapporto di smorzamento che produce la stessa energia persa in un singolo ciclo, come il ciclo di isteresi sforzo-deformazione del comportamento del suolo irreversibile.

Nell'analisi della risposta di sito, il comportamento del materiale è generalmente rappresentato come in figura 1.2b; la curva $G_s - \gamma$ non ha una forma arbitraria ma deriva dalle curve sforzo-deformazione $\tau - \gamma$.

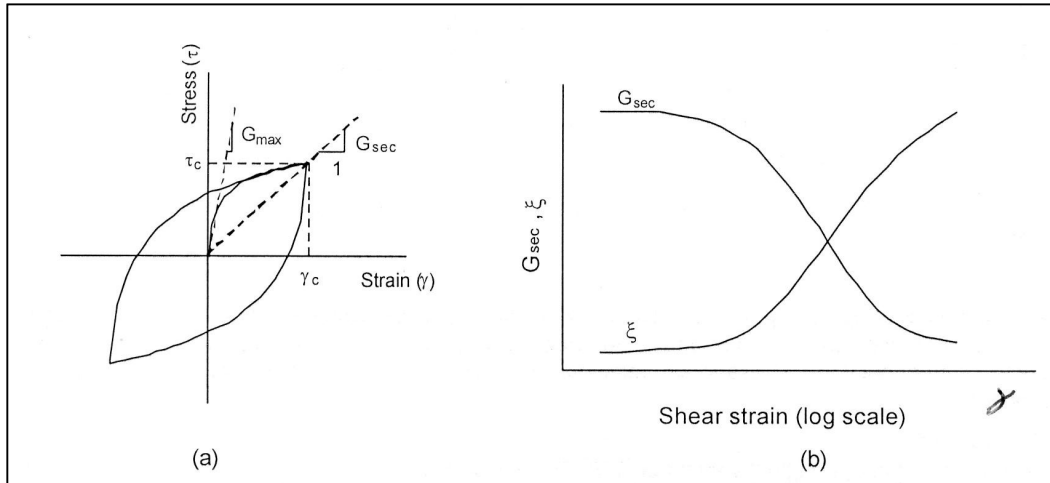


Fig. 1.2 Modello lineare equivalente: **(a)** curva di isteresi sforzo-deformazione; e **(b)** variazione del modulo di taglio secante e del rapporto di smorzamento con le ampiezze della deformazione di taglio.

.2. Metodo H/V di Nakamura

La tecnica dei rapporti spettrali della componente orizzontale su quella verticale (H/V) applicata al microtremore è stata originariamente proposta da Nogoshi and Igarashi (1971) ed ampiamente diffusa, in seguito, da Nakamura (1989, 1996). L'obiettivo della tecnica è la stima dei valori di amplificazione locale e di frequenza di risonanza di un sito in relazione alla funzione di trasferimento del sito stesso, usando misure di microtremore. Questi autori assumono che il picco osservato del rapporto H/V è legato alla curva di ellitticità del modo fondamentale delle onde di Rayleigh ed è indicativo della struttura superficiale del suolo. Nel 1989 Nakamura rivisita il metodo e propone una nuova spiegazione teorica semi-qualitativa in termini di rifrazioni multiple delle onde SH.

Egli ipotizza che il microtremore è legato a sorgenti molto locali ed è interpretato come la propagazione dell'onda SH incidente verticalmente in un singolo strato poggiante su un semi-spazio. Il rapporto H/V rappresenta una stima affidabile per la funzione di trasferimento delle onde S. In accordo con questa assunzione, l'amplificazione di sito può essere calcolata come:

$$S_j(f) = \frac{H_j(f)}{V_j(f)}$$

S_j = amplificazione al sito j-esimo;

H_j = componente orizzontale dell'ampiezza spettrale al sito j-esimo;

V_j = componente verticale dell'ampiezza spettrale al sito j-esimo.

Il rumore può essere separato in onde di volume (indicate con il pedice b) e superficiali (indicate con il pedice s):

$$S^H(f) = S_b^H(f) + S_s^H(f) = H_T(f)R_b^H(f) + S_s^H$$

$$S^V(f) = S_b^V(f) + S_s^V(f) = V_T(f)R_b^V(f) + S_s^V$$

dove $R_b^H(f)$ è lo spettro orizzontale e $R_b^V(f)$ lo spettro verticale] della parte dell'onda di volume del rumore al sito di riferimento, S è lo spettro di Fourier del rumore, H_T e V_T rappresentano la vera funzione di amplificazione al sito, rispettivamente, per la componente orizzontale e verticale.

Quindi, il rapporto spettrale H/V tra lo spettro di ampiezza del rumore può essere scritto come:

$$A^{HV} = \frac{H_T A_r^{HV} + \beta A_s}{V_T + \beta}$$

dove A_r^{HV} è il rapporto H/V del rumore al bedrock, β è la porzione relativa delle onde superficiali nel rumore misurata sulla componente verticale, p. es.

$$\beta = S_s^V(f)/R_b^V(f)$$

A_s è il rapporto orizzontale/verticale dovuto solo alle onde superficiali, p. es.

$$A_s = S_s^H(f)/S_s^V(f)$$

Nakamura afferma che lo spettro del rumore H/V è uguale alla vera funzione di amplificazione di sito per la componente orizzontale:

$$A^{HV}(f_0) = H_T(f_0)$$

Questa uguaglianza richiede le seguenti assunzioni:

- la componente verticale non è amplificata a f_0 ;
- il rapporto spettrale H/V sul sito di roccia è uguale a 1 a f_0 ;
- β è molto più piccolo di 1 a f_0 ;
- $\beta A_s(f_0)$ è molto più piccolo di $H_T(f_0)$.

Mentre i primi due punti possono essere accettati abbastanza facilmente sulla base di esperienze sperimentali, gli ultimi due punti sono più controversi. Il terzo punto può essere valido in presenza di un alto contrasto di impedenza (2.5-3), giacché S_s^V scompare a circa f_0 . Nel caso contrario, il quarto punto non può essere accettato, poiché il secondo termine del prodotto $\beta A_s(f_0)$ è molto grande. Questa quantità è uguale a $S_s^H(f_0)/R_b^V(f_0)$ che caratterizza l'ampiezza orizzontale delle onde superficiali rispetto l'ampiezza verticale delle onde di volume al bedrock; non c'è una chiara motivazione che ammetta che questo rapporto sia piccolo confrontato con l'amplificazione delle onde S.

Molti autori hanno dimostrato la validità della tecnica nella previsione della frequenza di risonanza con risultati sia empirici sia numerici (Lermo and Chavez-Garcia, 1994; Castro et al., 1997). Tuttavia, alcuni autori (Luzon et al., 2001; Malischewsky and Scherbaum, 2004) hanno trovato che nel caso di basso contrasto d'impedenza, il metodo non prevede una frequenza di risonanza e livelli di amplificazione accurati.

1.2.1. Requisiti tecnici per l'acquisizione dei dati

Nel progettare una campagna di acquisizione di rumore ambientale è bene tener conto di alcune esigenze tecniche per conseguire una buona qualità dei dati: è preferibile utilizzare i sismometri e non gli accelerometri; gli accelerometri non sono abbastanza sensibili a frequenza più basse di 1 Hz e danno un risultato instabile dei rapporti spettrali; anche i sismometri a larga banda non sono raccomandati poiché richiedono un lungo tempo di stabilizzazione; inoltre, è preferibile evitare i sensori la cui frequenza naturale è circa la frequenza più bassa di interesse.

Sono stati eseguiti dei test per valutare l'influenza delle condizioni sperimentali sulla stabilità e riproducibilità del rapporto H/V da vibrazioni ambientali. Le condizioni sperimentali possono essere divise in varie categorie (SESAME European Research Project, WP12 – Deliverable D23.12):

- Parametri di registrazione, è preferibile fissare il livello del gain al massimo possibile senza saturare il segnale; si è verificato che la lunghezza dei cavi che connettono il sensore alla stazione non influisce sui risultati almeno per una lunghezza di 100 metri.

- Durata della registrazione, per far sì che una registrazione sia affidabile è raccomandabile seguire la seguente condizione: $f_0 > 10/l_w$, dove f_0 è il picco di

frequenza H/V e l_w la lunghezza della finestra. Questa condizione implica che alla frequenza di interesse ci siano almeno 10 cicli significativi in ogni finestra; un gran numero di finestre e di cicli è necessario, si raccomanda che il numero totale di cicli significativi, $n_c = l_w * n_w * f_0$ (n_w numero di finestre selezionate per la curva media H/V), deve essere maggiore di 200, per esempio, per un picco a 1 Hz ci devono essere almeno 20 finestre di 10 sec ognuna, o per un picco a 0.5 Hz, 10 finestre di 40 sec ognuna, o 20 finestre di 20 sec; i transienti registrati durante l'acquisizione possono essere rimossi dal segnale prima di processare i dati, in questo caso la durata totale di registrazione deve aumentare in modo da soddisfare la condizione del numero di finestre e dei cicli significativi.

- Spaziamento delle misure, nel caso dello studio della risposta di un singolo sito non fare mai una sola acquisizione ma almeno tre misurazioni puntuali per ricavare un valore di f_0 .

- Accoppiamento suolo-sensore in sito, per garantire un buon accoppiamento suolo/sensore il sensore deve essere direttamente posizionato al suolo, eccetto casi speciali nei quali è necessaria un'interfaccia; il cemento e l'asfalto non influiscono sui risultati, mentre sono da evitare gli strati superficiali di suoli soffici, come fango, ghiaia, suolo arato o coperture artificiali; è da evitare anche le registrazioni su suolo saturo d'acqua, per esempio dopo un'intensa pioggia; le registrazioni su neve o ghiaccio influiscono sui risultati.

- Accoppiamento suolo-sensore con interfaccia artificiale, quando è necessario l'utilizzo di un'interfaccia artificiale tra sensore e suolo è fondamentale eseguire alcuni test prima di acquisire i segnali in modo da esaminare una possibile influenza dell'interfaccia scelta.

- Installazione sensore, deve essere installato orizzontalmente, non è necessario sotterrare il sensore, non mettere nessun carico sul sensore.

- Vicinanza delle strutture, evitare registrazioni vicino a edifici, alberi soprattutto in caso di vento, c'è una chiara evidenza che i movimenti delle strutture dovute al vento possono introdurre forti perturbazioni di bassa frequenza nel suolo, sfortunatamente non è possibile quantificare la distanza minima dalle strutture dove l'influenza è trascurabile poiché questo dipende da troppi fattori esterni; evitare misure in strutture nel sottosuolo come parcheggi, fogne, etc.

- Condizioni meteorologiche, evitare misurazioni in giornate ventose o di pioggia, il vento causa grandi distorsioni instabili a bassa frequenza; anche l'alta temperatura

può influenzare il risultato, in particolare si possono avere amplificazioni anomale; la bassa pressione generalmente, alza il contenuto in bassa frequenza e può alterare la curva H/V.

- Disturbi, i cavi ad alto voltaggio non influenzano i risultati; tutti i tipi di sorgenti locali di breve durata (automobili, treni, passaggio umano, etc.) possono disturbare i risultati, la distanza di influenza dipende dall'energia della sorgente, dalle condizioni del suolo, etc.; disturbi di breve durata del segnale possono essere evitati durante l'analisi usando una selezione di finestre anti-trigger per rimuovere i transienti.

Alla luce di questi test è consigliabile sotterrare i sensori direttamente nel suolo; evitare registrazioni in prossimità di strade con denso passaggio di veicoli i quali causano transienti forti e piuttosto lunghi, così come in vicinanza di macchinari industriali, pompe, generatori, etc.; in questo caso è opportuno aumentare la durata di registrazione del segnale sismico; acquisire i dati durante il giorno o la notte, in realtà, non produce grandi differenze, i risultati sono simili.

1.2.2. Linee guida per l'interpretazione dei risultati

La principale informazione che si ottiene dall'analisi del rapporto H/V è la frequenza naturale fondamentale dei depositi, corrispondente al picco della curva H/V. Mentre l'affidabilità del suo valore aumenta in presenza di un singolo e chiaro picco, non si possono avere delle chiare informazioni direttamente legate all'ampiezza A_0 del picco H/V. Quest'ultimo valore può, comunque, considerarsi come indicativo del contrasto di impedenza del sito in studio: un valore di picco H/V ampio è generalmente associato ad un netto contrasto di velocità.

Per interpretare i dati in maniera corretta è consigliabile seguire dei criteri di affidabilità dell'analisi che si possono distinguere in criteri per l'affidabilità della curva H/V e criteri per la significatività del picco H/V (SESAME European Research Project, WP12 – Deliverable D23.12).

Consideriamo le condizioni di affidabilità, prima di effettuare qualsiasi interpretazione è necessario capire se il risultato ottenuto dall'analisi dei rapporti spettrali siano affidabili, quindi siano stabili, una tale richiesta deve soddisfare alcune condizioni come:

1. $f_0 > 10/l_w$. Dove f_0 rappresenta la frequenza fondamentale e l_w la lunghezza della finestra di analisi; questo significa che alla frequenza di interesse ci devono essere almeno 10 cicli significativi in ogni finestra.

2. $n_c = l_w * n_w * f_0$. Dove n_c è il numero di cicli significativi. È necessario un gran numero di finestre e di cicli, è raccomandabile che il numero totale di cicli significativi sia maggiore di 200.

3. E' necessario avere un livello basso di scattering tra tutte le finestre; un valore alto della deviazione standard significa che le vibrazioni ambientali non sono stazionarie e subiscono delle perturbazioni che possono influire significativamente sul significato fisico del picco di frequenza, quindi è consigliabile che:

$$\sigma_A(f) < 2 \quad \text{per } 0.5f_0 < f < 2f_0 \quad \text{se } f_0 > 0.5 \text{ Hz} \quad \text{oppure}$$

$$\sigma_A(f) < 3 \quad \text{per } 0.5f_0 < f < 2f_0 \quad \text{se } f_0 < 0.5 \text{ Hz,} \quad \text{dove}$$

$\sigma_A(f)$ è la deviazione standard di $A_{H/V}(f)$, la curva di ampiezza H/V a frequenza f .

Nel caso in cui una di queste condizioni non è soddisfatta, è raccomandato rifare l'analisi con altri parametri. Inoltre, si deve essere molto cauti se la curva H/V mostra valori di ampiezza molto diversi da 1, per esempio molto più grandi di 10 o molto più piccoli di 0.1, su un gran range di frequenze, in tali casi è molto probabile che le misure non siano buone e devono essere rieseguite.

Una volta verificati questi criteri si può passare all'interpretazione dei risultati e, quindi, alla significatività del picco H/V. Per identificare con certezza la frequenza fondamentale f_0 la curva H/V deve mostrare un singolo e chiaro picco H/V; per singolo si intende che non esistono sulla curva altri picchi evidenti che soddisfino i criteri di affidabilità e di significatività, mentre il concetto di chiarezza è legato ad alcune caratteristiche: l'ampiezza del picco H/V ed il suo valore relativo rispetto al valore H/V in altre bande di frequenza, il valore relativo della deviazione standard $\sigma_A(f)$, e la deviazione standard σ_f di f_0 stimata da finestre individuali.

Le condizioni da soddisfare sono le seguenti:

Condizioni di ampiezza:

- Esiste una frequenza f^- , compresa tra $f_0/4$ e f_0 , tale che $A_0/A_{H/V}(f^-) > 2$.
- Esiste un'altra frequenza f^+ , compresa tra f_0 e $4f_0$, tale che $A_0/A_{H/V}(f^+) > 2$.
- $A_0 > 2$, dove A_0 è la curva di ampiezza H/V a frequenza f_0 e $A_{H/V}(f)$ la curva di ampiezza H/V a frequenza f .

Condizioni di stabilità:

- Il picco deve apparire alla stessa frequenza (con una percentuale di $\pm 5\%$) sulle curve H/V corrispondenti alla media ed a \pm una deviazione standard.
- σ_f , la deviazione standard del picco di frequenza H/V ($f_0 \pm \sigma_f$), deve essere minore di una soglia $\varepsilon(f)$ che dipende dalla frequenza.
- $\sigma_A(f_0)$, la deviazione standard di $A_{H/V}(f_0)$, deve essere minore di una soglia $\theta(f)$ che dipende dalla frequenza.

Nella tabella 1.1 sono visualizzati i valori di soglia della dipendenza della frequenza per soddisfare le ultime due condizioni.

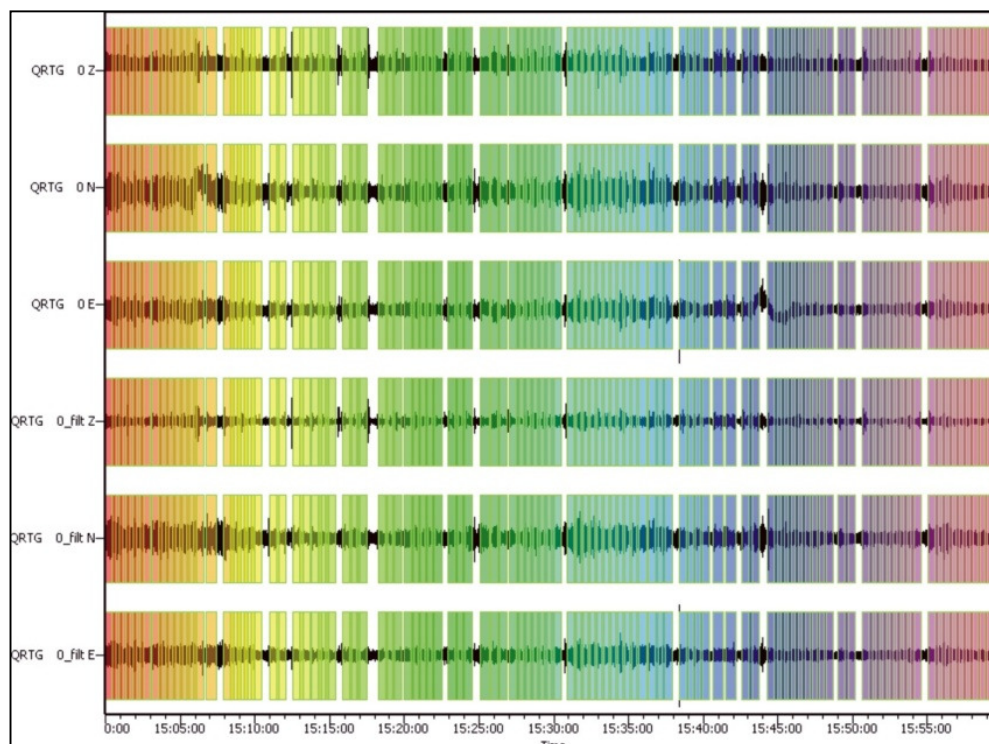
Range di Frequenza (Hz)	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\theta(f_0)$ per $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ per $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Tabella 1.1 Valori limiti per le condizioni di stabilità.

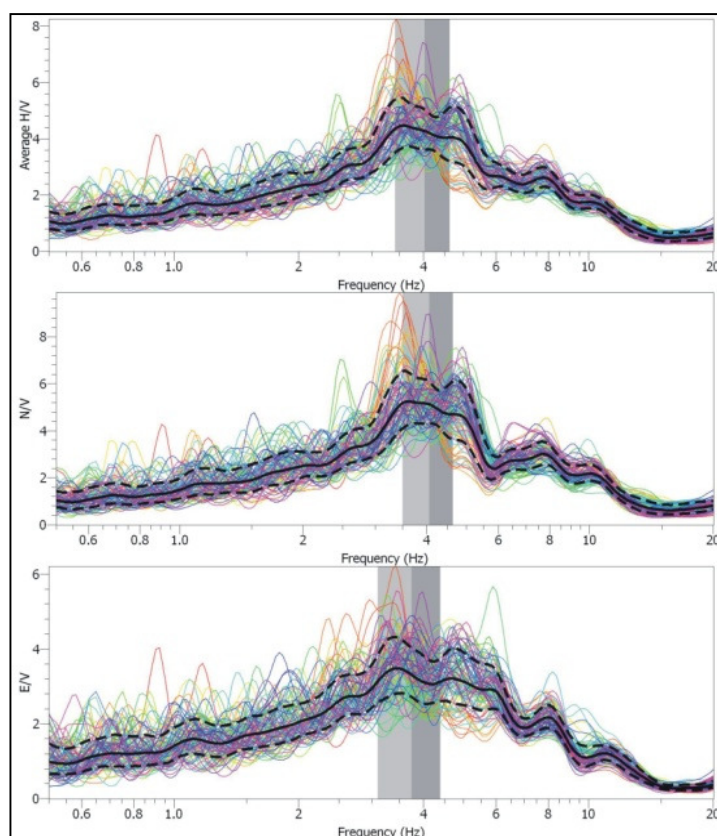
Se le curve H/V per un dato sito soddisfano almeno 5 delle 6 precedenti condizioni, allora il valore f_0 può essere considerato come una stima affidabile della frequenza fondamentale; se, in aggiunta, l'ampiezza di picco A_0 è più grande di 4 o 5, possiamo essere quasi sicuri che esiste una netta discontinuità con un valore alto di contrasto di velocità ad una certa profondità.

Di seguito è riportato un esempio di applicazione del metodo di Nakamura con la verifica delle condizioni di stabilità e significatività del picco utilizzando uno script MathCad: l'analisi è stata eseguita sulle tre componenti di dati grezzi e filtrati del segnale sismico registrato alla stazione situata a Quarto (fig. 1.3a), per circa un'ora di registrazione.

In figura 1.3b è visualizzato il risultato dell'analisi, il rapporto H/V medio, il rapporto N/V ed il rapporto E/V; l'immagine evidenzia in grigio i limiti della banda di frequenza per cui si ha un picco di amplificazione; la linea nera continua rappresenta il



a)



b)

Fig. 1.3 Applicazione del metodo di Nakamura ad un'ora di registrazione del rumore sismico. In **(a)** sono visualizzate le tre componenti del segnale grezzo e filtrato con le finestre di analisi; in **(b)** il risultato dell'analisi (per dettagli vedi testo).

valore di amplificazione del mezzo mentre le linee nere tratteggiate i valori di deviazione standard, le linee colorate indicano i valori di amplificazione per tutte le finestre considerate nell'analisi, il colore corrisponde alla finestra individuata direttamente sul segnale.

Una volta eseguita l'analisi si procede alla verifica di affidabilità del picco considerando tre condizioni:

Condizioni per l'affidabilità dei risultati

- 1) La frequenza fondamentale deve essere $> 10/\text{lunghezza finestra}$

Iw := 40 inserire lunghezza finestra (secondi)

$$f0win = 4.024 > \frac{10}{Iw} = 0.25$$

- 2) Il numero di cicli significativi deve essere > 200

hv_{6,1} = "# Number of windows = 101"

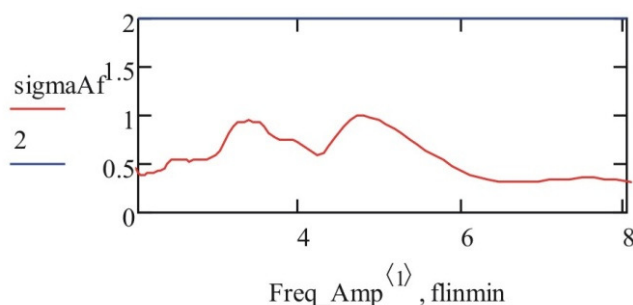
nw := 104 inserire il numero di finestre

$$nc := Iw \cdot nw \cdot f0win \quad nc = 1.674 \times 10^4 > 200$$

- 3) Il sigma(f) di A deve essere < 2 per $f0 > 0.5$ Hz tra le 2 frequenze flimmin e flimmax

$$flimmin = \frac{f0win}{2} \quad flimmax = 2f0win$$

$$flimmin = 2.012 \quad flimmax = 8.048$$



$$\max(\sigma Af) = 0.995$$

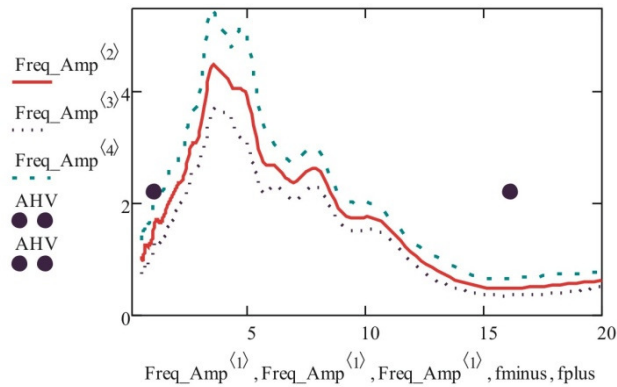
Dopo si procede alla verifica di significatività del picco di amplificazione tenendo conto delle sei condizioni in precedenza illustrate:

Criteri per la significatività del picco H/V

$$1) \quad AHV := \frac{A0}{2} \quad f_{\min} := \frac{f0_{\text{win}}}{4} \quad AHV = 2.236 \quad f_{\min} = 1.006$$

$$2) \quad f_{\text{plus}} := 4f0_{\text{win}} \quad AHV = 2.236 \quad f_{\text{plus}} = 16.095$$

In corrispondenza di f_{\min} e f_{plus} il valore dell'amplificazione deve essere minore del valore del picco a mezza altezza



$$3) \quad A0 = 4.473 \quad \text{deve essere} > 2$$

4) Il picco deve apparire alla stessa frequenza (+/- 5%) sulle curve H/V corrispondenti alla media e a +/- 1 deviazione standard

$$f0 = 3.567 \quad f0_{\min} = 3.702 \quad f0_{\max} = 3.502$$

$$\frac{f0 - f0_{\min}}{f0} \cdot 100 = -3.777 < +/-5\%$$

$$\frac{f0 - f0_{\max}}{f0} \cdot 100 = 1.837 < +/-5\%$$

5) Il valore di σ_{maf} deve essere minore di una soglia che dipende dalla frequenza

$$tshf1 := 0.15 f0_{\text{win}} \quad tshf1 = 0.604 \quad \text{tra } 0.5 \text{ e } 1 \text{ Hz}$$

$$tshf1 := 0.1 \cdot f0_{\text{win}} \quad tshf1 = 0.402 \quad \text{tra } 1 \text{ e } 2 \text{ Hz}$$

$$tshf2 := 0.05 f0_{\text{win}} \quad tshf2 = 0.201 \quad \text{per } f > 2 \text{ Hz}$$

$$\sigma_{\text{maf}} = 0.607 < \text{soglia} \quad f0_{\text{win}} = 4.024$$

6) Il valore di σ_A a $f0$ deve essere minore di una soglia dipendente dalla frequenza

$$tshA1 := 2 \quad \text{tra } 0.5 \text{ e } 1 \text{ Hz}$$

$$tshA1 := 1.78 \quad \text{tra } 1 \text{ e } 2 \text{ Hz}$$

$$tshA1 := 1.58 \quad \text{per } f > 2 \text{ Hz}$$

$$\sigma_A = 0.884 < \text{soglia} \quad f0_{\text{win}} = 4.024$$

1.3. Tecniche di array

Un'antenna o array sismico è un complesso numeroso di sismometri distribuiti su una superficie ridotta, secondo una configurazione che può essere ordinata o casuale. Le tecniche di array sfruttano la vicinanza tra le stazioni in modo che le onde sismiche mantengano coerenza tra loro; dire che i segnali sismici sono coerenti significa osservare su più stazioni forme d'onde simili. In questo modo è possibile studiare qualsiasi tipo di segnale, inclusi quelli di piccola ampiezza, e registrati in condizioni di forte rumore.

Una delle peculiarità delle antenne sismiche è la distribuzione densa delle stazioni avente caratteristiche strumentali conosciute ed il più simile possibile, inoltre è necessario installare la strumentazione su un terreno omogeneo e la registrazione deve avvenire in base ad un segnale di tempo comune.

I comuni approcci usati per derivare le curve di dispersione da segnali sismici attraverso tecniche di array possono essere raggruppati in due famiglie principali: l'analisi della frequenza-numero d'onda (LaCoss et al., 1969; Capon, 1969; Kvaerna and Ringdahl, 1986; Ohrnberger, 2001) ed il metodo di auto-correlazione spaziale (Aki, 1957; Roberts and Asten, 2004).

1.3.1. Metodo della frequenza-numero d'onda (FK)

L'analisi della frequenza-numero d'onda (analisi FK) permette di stimare le curve di dispersione da registrazioni di rumore ambientale sfruttando il tempo di ritardo dei segnali acquisiti a diverse stazioni dell'array; si adattano bene alle situazioni in cui è presente una singola sorgente dominante, ma può essere usato in condizioni più complesse calcolando la media delle velocità apparenti su un più lungo periodo di tempo.

L'analisi FK proposta da Lacoss et al. (1969) e Kvaerna and Ringdahl (1986) presuppone che le onde piane orizzontali viaggino attraverso l'allineamento di sensori posti in superficie; la velocità orizzontale è calcolata per varie bande di frequenza; i segnali sono prima divisi in finestre di tempo di breve durata la cui lunghezza dipende dalla banda di frequenza considerata. Considerando un'onda con frequenza f , direzione di propagazione θ e slowness (lentezza, definita come un vettore avente per modulo l'inverso del modulo della velocità e la stessa direzione della velocità) s (o,

equivalentemente, k_x e k_y , il numero d'onda lungo gli assi orizzontali X e Y , rispettivamente) i tempi di arrivo relativi sono calcolati a tutti i sensori e le fasi sono traslate in accordo al tempo di ritardo. Il risultato è ottenuto dalla somma dei segnali traslati nel dominio della frequenza. Se le onde effettivamente viaggiano con una data direzione e velocità tutti i contributi si sommeranno in modo costruttivo ottenendo un buon risultato per l'array. Questo risultato quando diviso per la potenza spettrale prende il nome di "semblance". La localizzazione del massimo della semblance nel piano (k_x, k_y) fornisce una stima della velocità e dell'azimuth delle onde che attraversano l'array (Wathelet, 2007):

$$\theta = \arctan(k_x/k_y)$$

$$s(\omega) = |k|/\omega$$

dove k e ω indicano il vettore numero d'onda e la frequenza angolare, rispettivamente.

Nella notazione matriciale, la stima dello spettro di potenza FK, $P(k, \omega)$ può essere espresso come:

$$P(k, \omega) = e^H(k) R(\omega) e(k)$$

$R(\omega)$ è la matrice spettrale, $e(k)$ indica il vettore di direzione che applica spostamenti di fase associati a differenti valori k di prova, ed H denota l'operatore Hermitiano collegato. Quando il vettore di direzione è in grado di allineare la disposizione di array con onde piane che si propagano con una data direzione ed un dato slowness, si verificano picchi di onde nella stima di $P(k, \omega)$.

La ricerca del massimo della semblance, quindi, avviene nel dominio del numero d'onda, il vantaggio sta nella dimensione dei picchi che non variano con la frequenza, di conseguenza il massimo della semblance può essere raggiunto per tutte le bande di frequenza con lo stesso passo di griglia. Per non perdere il vero massimo della semblance, la cella della griglia deve essere almeno la metà di k_{min} .

I risultati dell'analisi FK sono delle mappe di semblance che indicano l'azimuth e la velocità (o slowness) delle onde che viaggiano con la maggiore energia. In figura 1.4 è mostrato un esempio di applicazione del metodo, la parte verde sui segnali sismici individua le finestre di analisi e quindi la parte del segnale analizzato. La determinazione di alcuni parametri è fondamentale. Per definire la lunghezza della

finestra di analisi si è utilizzata una finestra che dipende dalla frequenza quindi non è costante ed è uguale al “numero di periodo” * T dove $T=1/f$. Altri parametri importanti sono: la definizione della griglia di risoluzione per la ricerca della massima potenza del raggio nel piano (beampower), che deve essere minore di $K_{min}/4$, dove K_{min} è il numero d’onda minimo; e la dimensione della griglia di analisi, che deve essere maggiore di $K_{max}/2$ dove K_{max} è il numero d’onda massimo. Infine, è possibile selezionare la velocità minima per la ricerca del massimo beampower. Nella stessa immagine è visibile la finestra “Time window browser” relativa al programma Geopsy (vedi paragrafo 1.3.6), che rappresenta la massima potenza del raggio calcolato nel piano numero d’onda (K_x, K_y) per la frequenza d’interesse; è uno strumento che ci permette di testare l’affidabilità dei risultati prima di iniziare il calcolo completo dei dati; il colore viola individua il valore massimo.

Il risultato ottenuto è visualizzato in figura 1.5, dove è rappresentata la curva di dispersione (slowness-frequenza) con il range di errore calcolato come deviazione standard, ed i valori del numero d’onda minimo e massimo entro cui i risultati sono validi, quindi non sono affetti da aliasing. I valori compresi entro questi limiti sono selezionati e salvati e saranno, in seguito, utilizzati nella procedura di inversione dei dati per ottenere il modello di velocità.

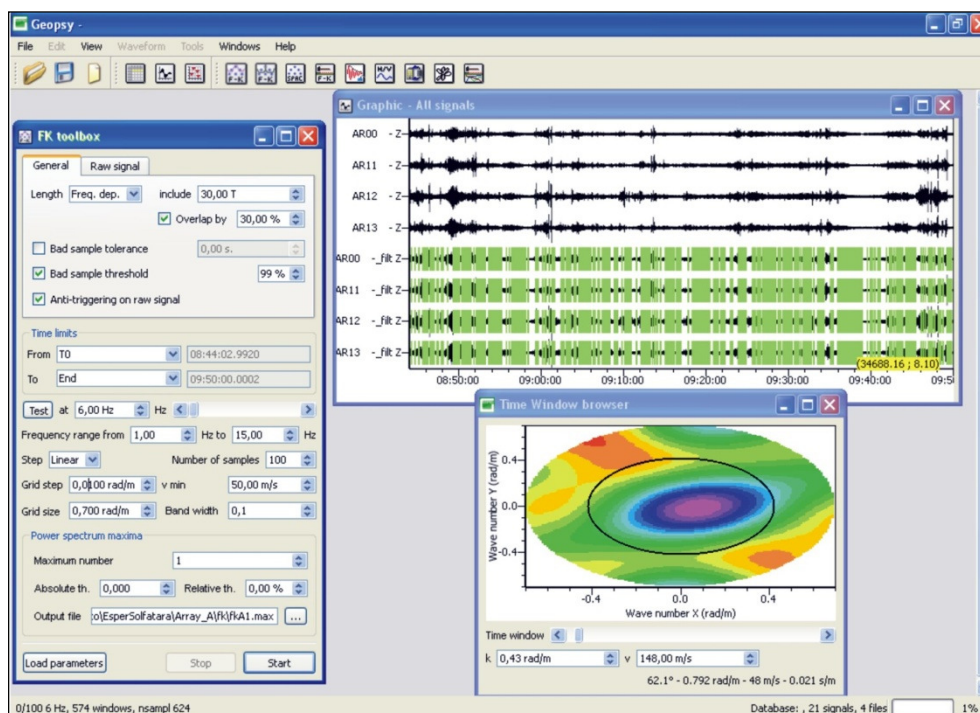


Fig. 1.4 Metodo della frequenza-numero d’onda, esempio di applicazione del software Geopsy. Per i dettagli vedi testo.

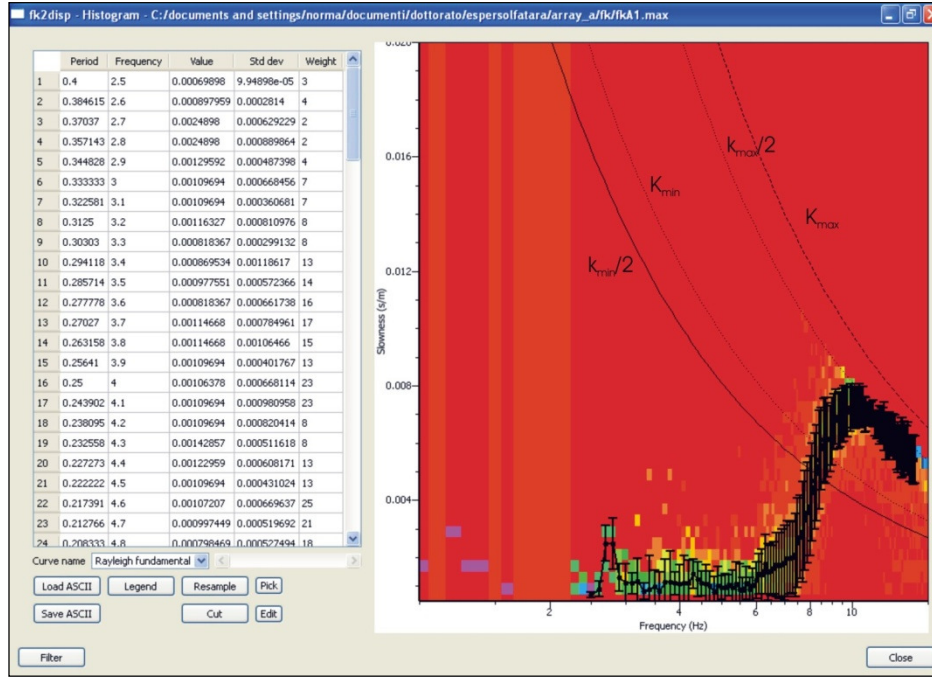


Fig. 1.5 Metodo della frequenza-numero d'onda, visualizzazione della curva di dispersione utilizzando il programma *fk2disp*. $K_{min}/2$ e K_{max} rappresentano i limiti in cui la curva di dispersione non è affetta da aliasing.

1.3.2. Metodo di auto-correlazione spaziale di Aki

Il metodo di auto-correlazione spaziale (SPAC) è stato proposto, inizialmente, da Aki (1957) per indagare sulla natura del rumore sismico e per caratterizzare il mezzo di propagazione delle onde sismiche. Esso è stato sviluppato per stimare le curve di dispersione dalle onde di superficie analizzando la correlazione tra il rumore sismico registrato a siti ravvicinati tra loro; da queste curve si può caratterizzare la struttura del mezzo di propagazione sottostante l'area di studio. Poiché il metodo è basato su un'indagine statistica nel tempo e nello spazio, si assume che il segnale è rumore stocastico e stazionario in entrambi i domini.

Consideriamo il caso di una singola onda piana che si propaga lungo la direzione x ; la funzione spaziale di auto-correlazione del segnale $u(x;t)$ per il dominio dello spazio $x \in [0, X]$ e per il dominio del tempo $t \in [0, T]$ è definita come segue:

$$\langle \phi(\xi, t) \rangle_x = \frac{1}{X} \int_0^X u(x, t) u(x + \xi, t) dx$$

Dall'assunzione di stazionarietà del segnale sia nel dominio del tempo che dello spazio, segue che:

$$\phi(\xi) = \langle \phi(\xi, t) \rangle_x = \langle \phi(\xi, t) \rangle_t = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t) v_\xi(t) dt$$

dove $v_0(t) = u(x_0, t)$ e $v_\xi(t) = u^*(x_0 + \xi, t)$ possono essere i segnali registrati a due stazioni separate da una distanza ξ . Nel caso di una singola onda dispersiva, Aki (1957), usando la relazione tra lo spettro nel dominio del tempo e dello spazio, mostra che la funzione di auto-correlazione può anche essere espressa come:

$$\phi(\xi) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \phi(\omega) \cos\left(\frac{\omega}{c(\omega)} \xi\right) d\omega$$

dove $\phi(\omega)$ è lo spettro di frequenza di auto-correlazione, ω è la frequenza angolare e $c(\omega)$ è la velocità in funzione della frequenza. Quando l'onda è filtrata in una banda di frequenza stretta attorno alla frequenza ω_0 , se $P(\omega_0)$ è la densità della potenza spettrale e δ la funzione di Dirac, segue che:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0)$$

Quindi si può riscrivere l'equazione:

$$\phi(\xi, \omega_0) = \frac{1}{\pi} P(\omega_0) \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} \xi\right)$$

e, se si definisce il rapporto spaziale di auto-correlazione come $\rho(\xi, \omega_0) = \phi(\xi, \omega_0) / \phi(0, \omega_0)$, segue che:

$$\rho(\xi, \omega_0) = \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} \xi\right)$$

Questa relazione può essere invertita in modo da ottenere la curva di dispersione $c(\omega_0)$.

In genere, la direzione di propagazione del segnale non è conosciuta quindi è necessario introdurre altri parametri: la distanza r , l'azimuth φ della direzione tra le stazioni e l'azimuth θ di propagazione. Poiché l'azimuth di propagazione non è conosciuto, è necessario introdurre una media degli azimuth del rapporto di auto-correlazione; nel caso di un'onda di Rayleigh registrata sulla componente verticale, per un'onda filtrata intorno ω_0 , si ottiene:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c_R(\omega_0)}\right) \quad (1.2)$$

dove J_0 è la funzione di Bessel di ordine zero: $J_0(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \cos(x \cos(\varphi)) d\varphi$ e $c_R(\omega_0)$ è la velocità di fase delle onde dispersive di Rayleigh.

Nel caso generale di una sovrapposizione delle onde di Rayleigh e di Love, con polarizzazione parallela e perpendicolare, rispettivamente, sotto l'assunzione che i contributi di entrambe le onde siano statisticamente indipendenti, i rapporti di auto-correlazione sono dati da (Aki, 1957; Chouet, 1996):

$$\bar{\rho}_r(r, \omega) = \alpha \left[J_0 \left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)} \right) - J_2 \left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)} \right) \right] + (1 - \alpha) \left[J_0 \left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)} \right) + J_2 \left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)} \right) \right],$$

$$\bar{\rho}_\phi(r, \omega) = \alpha \left[J_0 \left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)} \right) - J_2 \left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)} \right) \right] + (1 - \alpha) \left[J_0 \left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)} \right) + J_2 \left(\frac{\omega r}{c_L(\omega)} \right) \right],$$

dove $\alpha(\omega)$ rappresenta la proporzione delle onde di Rayleigh nel campo d'onda ($0 < \alpha < 1$).

La configurazione ottimale di un array per misurare i rapporti di auto-correlazione spaziale ρ_z , ρ_r e ρ_ϕ è la forma circolare. L'accuratezza della media azimutale dipende dal numero di stazioni e dalla loro localizzazione. Le curve di dispersione stimate con l'utilizzo di metodi inversi sono rilevanti solo in una stretta banda di frequenza che dipende dall'apertura dell'array (raggio r) e dalle caratteristiche del sensore (range di frequenza e sensibilità). Per allargare il dominio di validità in frequenza delle curve di dispersione è opportuno ripetere l'esperimento con array aventi raggi differenti.

La procedura eseguita per ottenere i coefficienti di correlazione ed il calcolo delle funzioni di Bessel è la seguente: si applica il programma "*Aki-Sac.f*" scritto in Fortran da cui si ottengono i coefficienti di correlazione, mentre le funzioni di Bessel sono calcolate applicando uno script Matlab, l'output contiene le frequenze, la velocità di fase, il coefficiente di correlazione osservato ed il coefficiente di correlazione teorico per ogni finestra di analisi. Un grafico di esempio nella figura 1.6 visualizza come la curva teorica dei coefficienti di correlazione (curva continua verde) fitta i dati osservati (curva puntinata blu), e come varia la velocità di fase in funzione della frequenza. Con un altro script Matlab si ottengono i valori medi, il file di output contiene oltre alla media delle frequenze e velocità di fase, anche i residui dei coefficienti di correlazione osservato e teorico (fig. 1.7). E' possibile valutare il range di validità della curva utilizzando degli script Matlab in cui si calcolano i residui tra i coefficienti di correlazione teorico e osservato e gli zero-crossing, cioè il valore in cui la funzione passa per lo zero. Se il

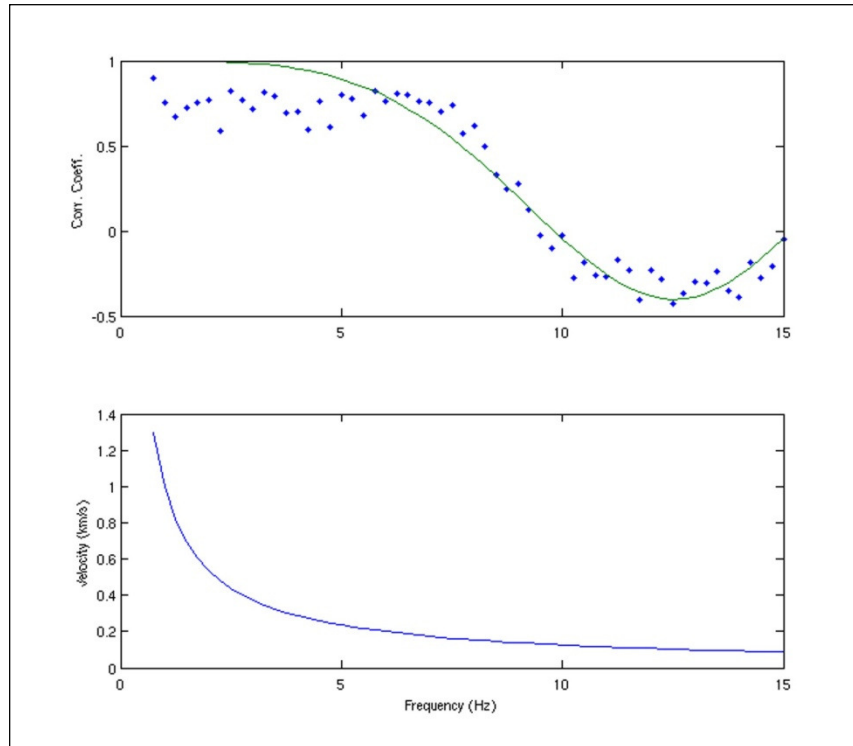


Fig. 1.4 Metodo di Aki, rappresentazione dei coefficienti di correlazione teorico (in verde) ed osservato (in blu). Per dettagli vedi testo.

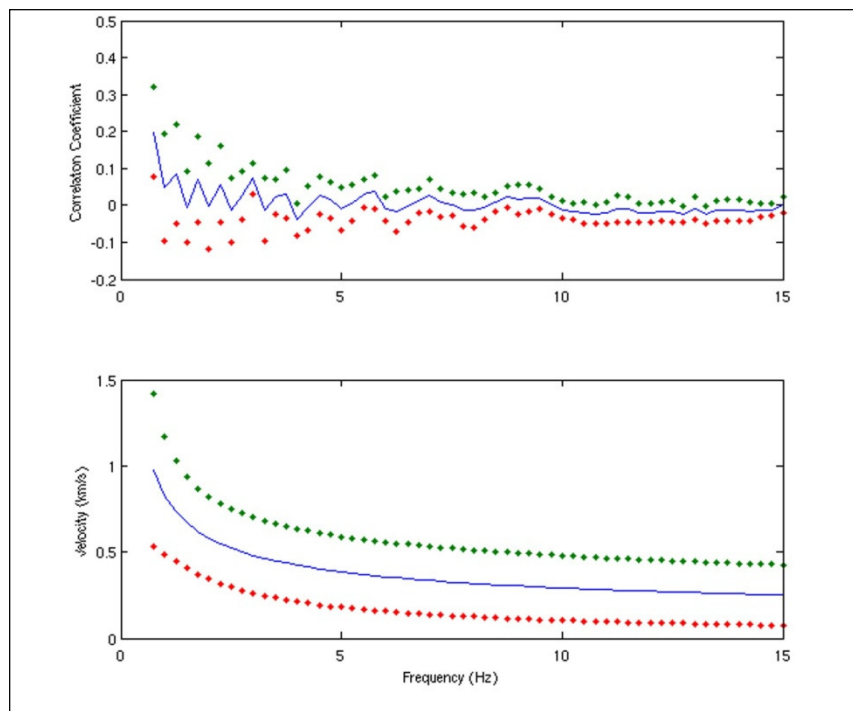


Fig. 1.5 Metodo di Aki, rappresentazione dei valori medi del coefficiente di correlazione e della velocità di fase (linea continua blu), le curve puntinate in verde e rosso sono i residui calcolati.

residuo non supera una soglia precedentemente stabilita, allora si assume che la curva teorica ed osservata si assomigliano a partire da quel punto.

1.3.3. Metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC)

Il metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC) proposto da Bettig et al. (2001), è stato pensato per adattare nel miglior modo possibile il metodo di Aki ai casi reali. Infatti, è difficile ottenere una configurazione perfettamente circolare soprattutto in ambiente urbano, quindi è facile trovarsi in una situazione poco ottimale, con poche coppie di stazioni aventi la stessa spaziatura per il calcolo dell'azimuth medio; per questo motivo, il metodo SPAC modificato tiene conto dei valori variabili dei raggi e della distribuzione non omogenea degli azimuth. Nell'analisi delle curve di dispersione si assume che il mezzo studiato è una struttura stratificata orizzontalmente con variazioni laterali del sedimento. Questo significa che solo posizioni relative di coppie di stazioni devono essere prese in considerazione, cioè, un totale di $n(n+1)/2$ valori di correlazione corrispondenti a tutte le coppie di stazioni (raggio r , azimuth φ) possono essere derivate da registrazioni simultanee di un numero n dispari di stazioni, poste attorno ad una stazione di riferimento.

Array a forma quadrata o triangolare non si adattano bene al metodo poiché ci sono pochi azimuth disponibili in confronto alla forma circolare con lo stesso numero di stazioni. Nel caso di array irregolari la distribuzione azimutale è data da $d_{min} \leq r \leq D_{max}$; anche se la distribuzione azimutale è buona non sempre è possibile calcolare rapporti medi azimutali maggiori di un raggio costante, quindi si deve calcolare la media del rapporto di auto-correlazione spaziale sugli anelli (r_1, r_2) nel piano (r, φ) . Un array può essere diviso in sub-array circolari equivalenti k definiti dalle coppie di stazioni (i, j) , con la spaziatura tra le stazioni r_{ij} che verifica la condizione in cui $r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}$. Per ogni sub-array si calcola la media del rapporto di auto-correlazione spaziale come segue:

$$\overline{\rho}_k(\omega) = \frac{2}{\pi(r_{k2}^2 - r_{k1}^2)} \sum_{r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}} \rho(r_{ij}, \varphi_{ij}, \omega) \overline{r}_k \Delta r_k \Delta \varphi_{ij}$$

con

$$\overline{r}_k = \frac{r_{k2} + r_{k1}}{2}, \quad \Delta r_k = r_{k2} - r_{k1}, \quad \sum_{r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}} \Delta \varphi_{ij} = \pi$$

La determinazione di r_{k1} e r_{k2} risulta da un compromesso tra il numero di stazioni per anello (risoluzione azimutale) ed il rapporto $\Delta r_k / r_k$ il quale deve essere il più piccolo possibile.

1.3.4. Analisi di errore

Potenziali sorgenti di errore possono essere attribuite a: registrazione del segnale, elaborazione dei dati e natura del campo d'onda ambientale. Considerando l'uso delle comuni tecniche di analisi di array (FK e SPAC) per la determinazione delle curve di dispersione, la principale sorgente di incertezza e/o di errore nella procedura di stima dei valori può essere associata agli errori dei tempi di arrivo relativi tra alcune coppie di sensori. L'accadimento degli errori temporali può essere legato a diverse sorgenti, come: strumentazione, determinazione della fase, inesattezza del modello del segnale d'onda piana. Inoltre, si può distinguere tra spostamenti nel tempo casuali e sistematici che avvengono su stazioni individuali o tra stazioni.

Consideriamo gli errori legati alla strumentazione. Gli spostamenti di tempo sistematici possono derivare dalla mancata sincronizzazione del GPS, da scarti del contatore dell'orologio interno, dal posizionamento errato delle stazioni o può essere causato da differenze tra i ritardi di fase di sensori individuali. Per quanto le misure possano essere accurate questi errori non possono essere completamente eliminati, gli errori dei tempi possono raggiungere i millisecondi ed anche gli errori sulle differenze di fase tra strumentazioni omogenee possono essere grandi. Per rendere al minimo gli effetti strumentali è raccomandato l'utilizzo solo di strumenti ben calibrati ed un numero di sensori sufficiente per le misure di array di rumore ambientale. Inoltre, è preferibile usare sensori con un valore della frequenza d'angolo al di sotto della banda di frequenza di interesse del sito di studio, dato che la differenza di ritardo in fase diminuirà per frequenze al di sopra della frequenza d'angolo dello strumento.

Gli errori legati alla registrazione ed all'analisi dei dati dipendono da spostamenti relativi di tempo casuali; queste incertezze avvengono indipendentemente dal metodo di analisi applicato, mentre la loro entità è legata al rapporto segnale/rumore. Per migliorare la stima della velocità di fase è opportuno: utilizzare finestre di analisi lunghe (da 25 a 50 volte il periodo centrale), in questo modo si riducono gli errori nel ritardo di fase introdotti dalla stima della fase del segnale nel dominio della frequenza; considerando un gran numero di finestre di analisi si ottiene una stima affidabile della slowness misurando una coerente velocità di fase media.

Altra causa di errore sono gli algoritmi di analisi implementati, poiché si basano sul modello del fronte d'onda piano.

1.3.5. Potenzialità degli array

La prestazione di un array per ottenere il valore della velocità di fase in un range di frequenza o di numero d'onda dipende dalla sua geometria (dimensioni, forma, numero di sensori) e dalle caratteristiche del campo d'onda. Non esiste una regola generale per progettare la migliore configurazione di un array. Questo dipende dal campo di applicazione, se si tratta di registrazioni del rumore ambientale o di monitoraggio di eventi esplosivi e/o terremoti.

In genere, la prestazione della geometria di un array è valutata utilizzando la risposta di array (o beam pattern) comunemente rappresentato per un'onda piana incidente verticalmente. Alcuni criteri possono essere seguiti per giudicare la qualità di una disposizione di array a partire dalla sua risposta. Per una buona risoluzione delle onde in arrivo, ad uno specifico numero d'onda, il picco centrale deve essere il più chiaro possibile; il picco di aliasing (picco indesiderato generato dalla ciclicità delle onde sismiche che si sovrappone al picco reale) deve essere il più separato possibile dal picco centrale valutato per la banda di frequenza di analisi; la risposta di array ideale deve mostrare simili capacità per tutte le direzioni di arrivo delle onde incidenti.

Per la determinazione delle caratteristiche delle curve di dispersione non è possibile utilizzare bande di frequenza larghe, quindi un miglioramento delle capacità di risoluzione/aliasing per analisi in bande di frequenza strette può essere raggiunto affinando il campionamento spaziale del campo d'onda. La capacità di risoluzione di una data geometria di stazioni è determinata dall'apertura dell'array e dalla distanza tra le stazioni. Asten and Henstridge (1984) raccomandano che il diametro dell'array deve essere almeno largo quanto la lunghezza d'onda di interesse e che lo spaziamento tra le stazioni per alcune direzioni deve essere almeno la metà della lunghezza d'onda più corta di interesse. Tokimatsu (1997) propose le seguenti relazioni tra la spaziatura dei sensori minima e massima (d_{min} e d_{max}) e la lunghezza d'onda minima e massima (λ_{min} e λ_{max}) necessaria per raggiungere un risultato ragionevole:

$$\lambda_{max} < 3d_{max}$$

$$\lambda_{min} > 2d_{min}$$

E' possibile derivare i limiti della lunghezza d'onda della configurazione d'array solo scegliendo l'apertura D , usando $d_{max} \sim D$ e $d_{min} \sim \pi D/N$, con N il numero di sensori, e si ottiene: $\lambda_{max} \approx D > \pi D/N > \lambda_{min}/2$.

La capacità di risoluzione di un array non solo dipende dal suo diametro ma anche dalla distribuzione spaziale dei sensori e dalla correlazione tra gli eventi da risolvere. Woods and Lintz (1973) proposero l'uso della funzione teorica "risposta di array", questa funzione può anche essere utilizzata per definire i due limiti del numero d'onda k_{min} e k_{max} , ed è data nel piano (k_x, k_y) da:

$$R_{th}(k_x, k_y) = \frac{1}{n^2} \left| \sum_{i=1}^n e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \quad (1.3)$$

dove n è il numero di sensori dell'array e (x_i, y_i) sono le loro coordinate.

Per una singola onda piana $S_i(f) = A(f) e^{-j(x_i k_x^{(1)} + y_i k_y^{(1)} - 2\pi f t + \phi)}$ che attraversa l'array al numero d'onda $(k_x^{(1)}, k_y^{(1)})$, registrata al sensore i e con una fase ϕ , il risultato dell'array è:

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n S_i(f) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 = n^2 A^2(f) R_{th}(k_x + k_x^{(1)}, k_y + k_y^{(1)}) \quad (1.4)$$

dove $A(f)$ è lo spettro di ampiezza. Il risultato dell'array è uguale alla risposta teorica traslata del vettore $(k_x^{(1)}, k_y^{(1)})$ e moltiplicato con il quadrato dell'ampiezza.

Per onde piane complesse che viaggiano attraverso l'array, $S^{(1)}$ a $S^{(m)}$, il risultato dell'array è:

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n \left(\sum_{l=1}^m S_i^{(l)}(f) \right) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \leq n^2 \sum_{l=1}^m R^l(k_x, k_y, f) \quad (1.5)$$

dove $R^{(l)}$ è il risultato dell'array per una singola onda piana l e $S_i^{(l)}$ l'onda l registrata alla stazione i (Wathelet et al., 2008).

Dall'equazione (1.3), la risposta teorica R_{th} mostra sempre un picco centrale il cui valore è 1 (k_x e $k_y = 0$) mentre per i picchi di aliasing secondari l'ampiezza è minore o uguale ad 1. Per quanto riguarda la capacità di risoluzione, più sottile è il picco centrale di R_{th} maggiore è la capacità dell'array di distinguere due onde che viaggiano ad un numero d'onda ravvicinato (Asten and Henstridge, 1984). Risoluzione e limiti di aliasing sono, quindi, direttamente derivati dalla mappa di R_{th} . Secondo Wood and Lintz (1973), il limite di risoluzione ($k_{min}/2$) è il raggio del picco centrale di R_{th} misurato a mezza altezza (0.5). Il limite di aliasing (k_{max}) è definito come il valore k più basso (e più grande di $k_{min}/2$) ottenuto dall'intersezione di R_{th} con la linea orizzontale a 0.5, considerando tutte le direzioni. Un esempio di questi due limiti sono illustrati in figura 1.8 (b, e, h) con i

cerchi neri, mentre le curve nere nella stessa figura (c, f, i) corrispondono agli azimuth con i limiti più restrittivi.

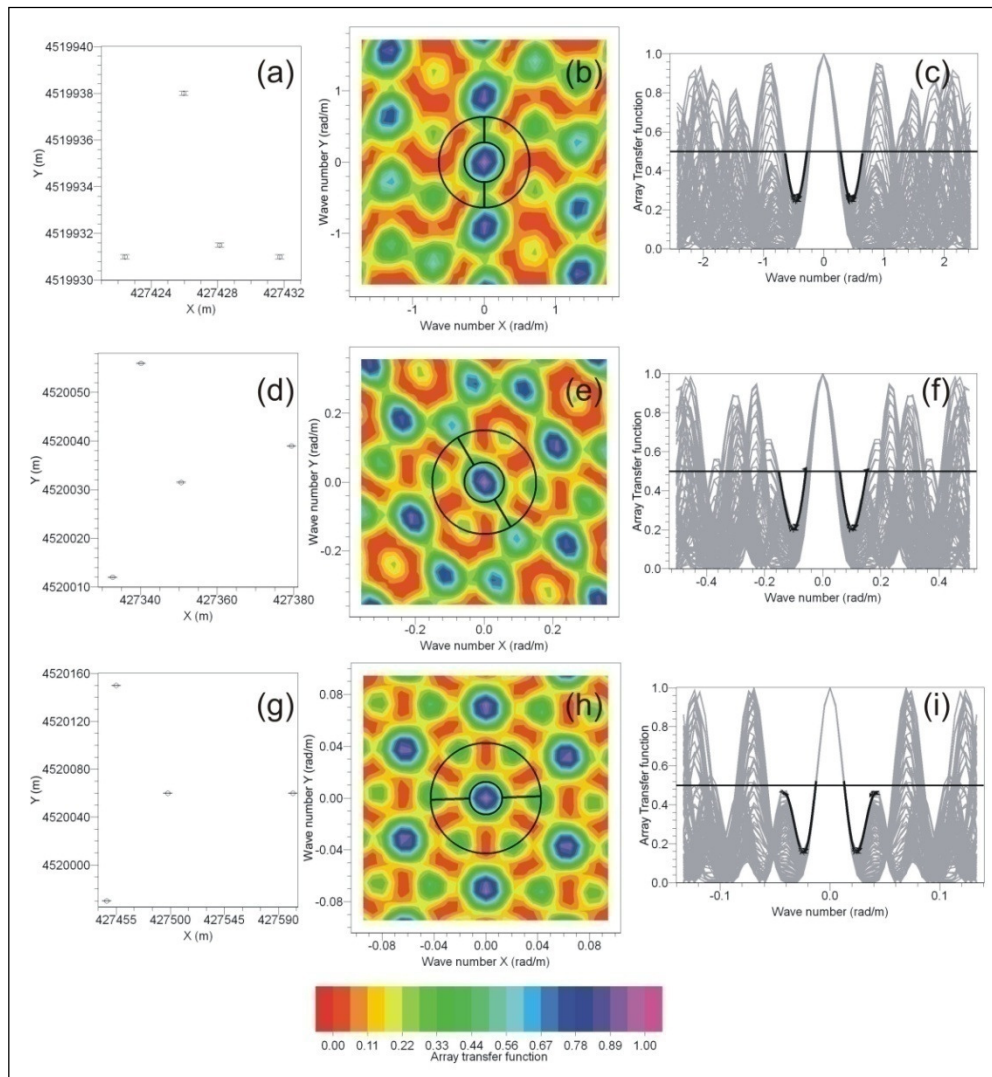


Fig. 1.8 (a), (d) e (g) geometrie di array con raggio di 5, 25 e 100 metri, rispettivamente. (b), (e) e (h) la corrispondente risposta di array teorica in funzione del numero d'onda. (c), (f) e (i) sezioni che attraversano alcuni azimuth della risposta di array teorica. Le curve in nero corrispondono all'orientazione delle linee disegnate in figura (b), (e) e (h).

Per geometrie di array semplici e regolari i valori di $k_{min}/2$ e k_{max} possono essere legati alla distanza minima e massima tra i sensori; per array irregolari, questi limiti dipendono dalla distribuzione spaziale dei sensori e possono essere definiti dalla risposta teorica degli array.

1.3.6. Uso del software Geopsy per lo studio del rumore sismico

Il calcolo delle curve di auto-correlazione del rumore sismico è stato eseguito applicando il software *Geopsy*; *Geopsy* è il nome sia di un progetto di applicazioni sismologiche e geofisiche, sia della principale applicazione sviluppata nel progetto.

Il software permette di calcolare le curve di dispersione applicando sia l'analisi della frequenza-numero d'onda (FK) che il metodo di auto-correlazione spaziale modificato MSPAC.

L'esempio di utilizzo del software *Geopsy* per l'analisi FK è stato mostrato in precedenza nel paragrafo 1.3.1 nelle figure 1.4 e 1.5.

I valori limiti di risoluzione per una configurazione di array sono ottenuti applicando il programma *build_array*. Dalla geometria dell'array alcuni limiti approssimativi possono essere dedotti per una corretta risposta in termini di numero d'onda. Un esempio di risoluzione della risposta di array per una configurazione (fig. 1.9) formata da 3 stazioni sismiche poste lungo una circonferenza di raggio 10 metri, a 120° tra loro ed un'altra stazione situata al centro del cerchio è mostrato nella figura 1.10. Nella parte individuata dal numero 1 sono mostrati almeno quattro picchi massimi di aliasing corrispondenti al numero d'onda 0.9 rad/m circa situati al di fuori del cerchio massimo nero (k_{max}); una stima del numero d'onda minimo può essere dedotto dall'estensione del picco centrale di circa 0,13 rad/m (all'interno del cerchio nero). In pratica, dalle curve di dispersione per i differenti anelli è possibile testare la consistenza del sistema di equazioni (1.3-1.5) e scartare i valori che sono al di fuori del trend generale. Da valori *a priori* veramente grandi di velocità apparente (per esempio da 100 a 3000 m/s) tutte le possibili soluzioni della velocità apparente sono calcolate indipendentemente per ogni anello. Per fare ciò si definisce la funzione:

$$g(c, \omega) = \overline{\rho_{calc}(r, \omega, c)} - \overline{\rho_{obs}(r, \omega)}$$

dove ω è la banda di frequenza considerata, ρ_{calc} è calcolata con l'equazione (1.2) e ρ_{obs} è il rapporto di autocorrelazione calcolato da segnali simulati. Le soluzioni della funzione $g(c, \omega)$ sono, successivamente, parametrizzate con una griglia iniziando la ricerca della soluzione dalla velocità più bassa per poi raffinarla con uno schema iterativo basato sui polinomi di Lagrange (Wathelet et al., 2005). Queste soluzioni sono rappresentate nella figura 1.10 parte 2. La curva nera corrisponde all'orientazione della linea disegnata nell'immagine della parte 1, e cioè dell'azimuth. In seguito si costruisce

una griglia per ogni anello nel dominio delle frequenze-slowness. Se le curve ottenute applicando il metodo SPAC sono consistenti, le celle dove la densità delle soluzioni è massima delineeranno la corrispondente curva di dispersione; da questa visualizzazione mostrata nel ritaglio 3 della figura 1.10, si determineranno i valori massimi e minimi di slowness per ogni frequenza, così come il valore minimo e massimo del numero d'onda, valori utilizzati per delimitare la curva di dispersione ottimale.

Il metodo MSPAC applicato è quello proposto da Bettig et al. (2001). In questo caso il coefficiente di correlazione azimutale e radiale è calcolato per una configurazione arbitraria; l'array è suddiviso in configurazioni più piccole rappresentate da anelli ottenuti in base alle distanze tra coppie di stazioni. Le figure 1.11 e 1.12 mostrano un esempio di applicazione ai dati analizzati. La prima rappresenta le componenti verticali di uno degli array posizionato al cratere della Solfatara (raggio 3 dell'array A (paragrafo 3.1), mentre la seconda visualizza varie finestre: la mappa delle stazioni, le coppie di stazioni possibili per gli anelli calcolati e la finestra in cui si fissano i valori dei parametri di analisi.

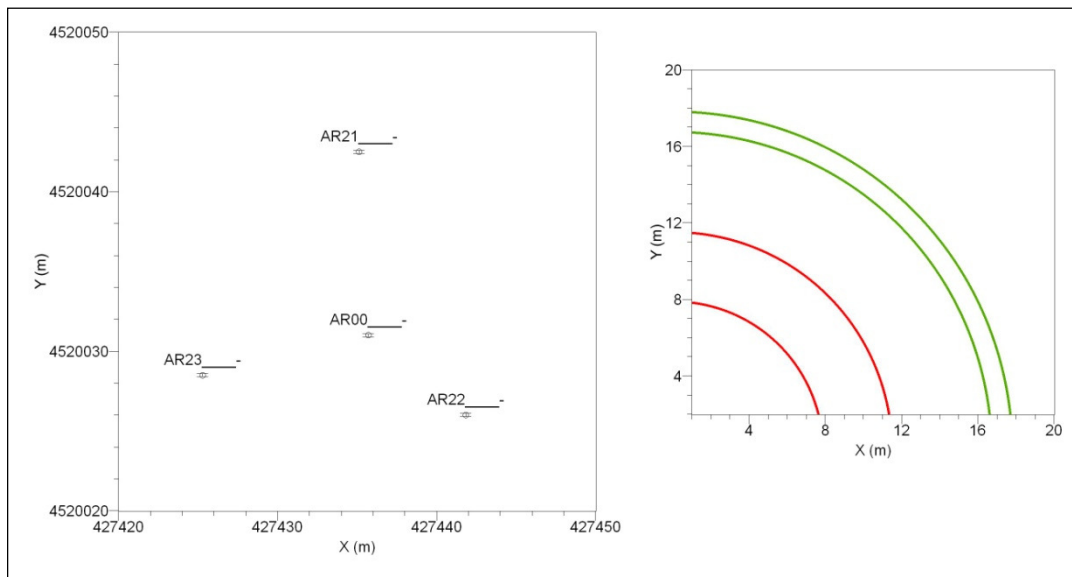


Fig. 1.9 Configurazione di un array sismico formato da 3 stazioni sismiche poste lungo una circonferenza di raggio 10 metri, a 120° tra loro ed un'altra stazione situata al centro del cerchio.

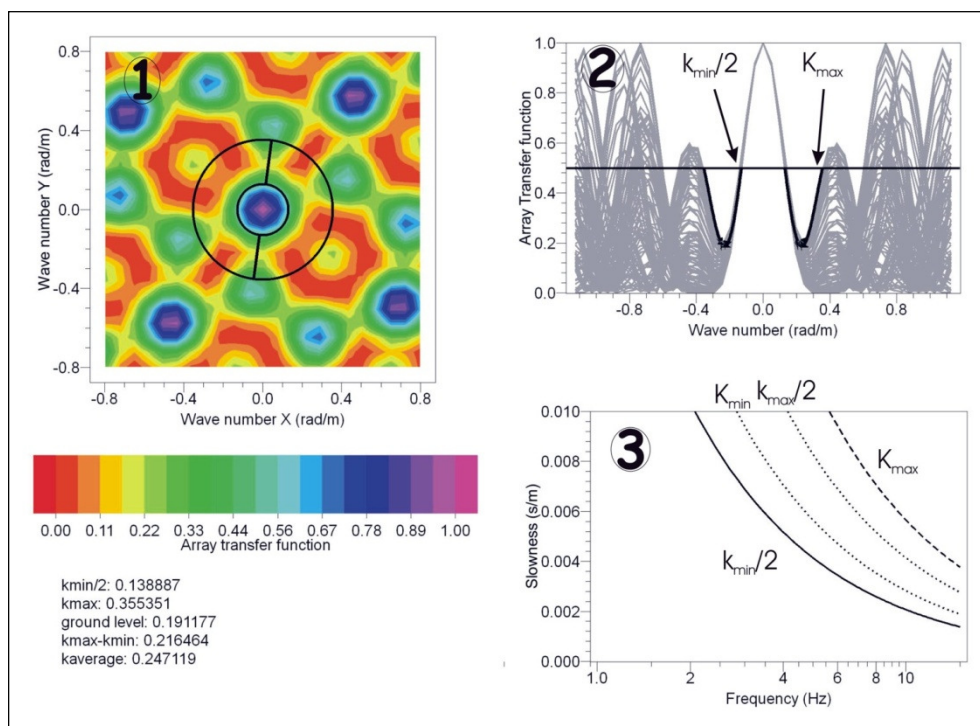


Fig. 1.10 Risoluzione della risposta di array corrispondente alla configurazione visualizzata nella figura precedente. **(1)** Risposta di array teorica in funzione del numero d'onda. **(2)** Sezione che attraversa alcuni azimuth della risposta di array teorica. La curva in nero corrisponde all'orientazione delle linee disegnate nella parte (1). **(3)** Individuazione dei valori massimi e minimi di slowness per ogni frequenza compresi tra $K_{min}/2$ e K_{max} .

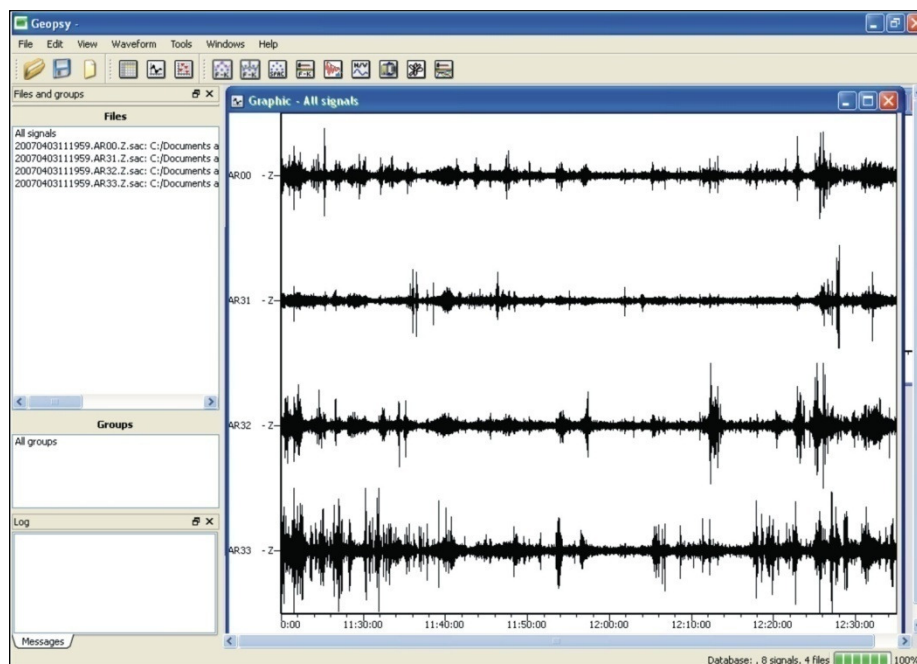


Fig. 1.11 Rappresentazione delle componenti verticali dell'array A raggio 3 posizionato al cratere Solfatara utilizzando il programma *Geopsy*.

La curva di dispersione ottenuta è mostrata in figura 1.13. Nella parte individuata dal numero 1 sono rappresentate le curve di dispersione (slowness-frequenza), le curve continua e puntinata rappresentano i limiti per cui i risultati non sono affetti da aliasing, mentre le linee puntinate delimitano i valori minimi e massimi della curva di dispersione. Nella parte individuata con il numero 2 sono visualizzati i valori delle curve minima e massima della curva di dispersione calcolata, queste vengono salvate e utilizzate nelle analisi successive. Infine, nella parte individuata dal numero 3 sono rappresentati i coefficienti di correlazione ottenuti per ogni anello individuato; in verde sono evidenziati i valori dei coefficienti di correlazione corrispondenti alla curva di dispersione selezionata nella parte 1. Esiste una relazione tra i coefficienti di correlazione e le velocità di fase; in questo caso al coefficiente di correlazione corrisponde un'unica velocità di fase, mentre nella figura 1.14 è mostrato il caso in cui non esiste un'unica velocità di fase, quindi i risultati sono affetti da aliasing ed esistono altri modi dell'onda di Rayleigh oltre a quella fondamentale.

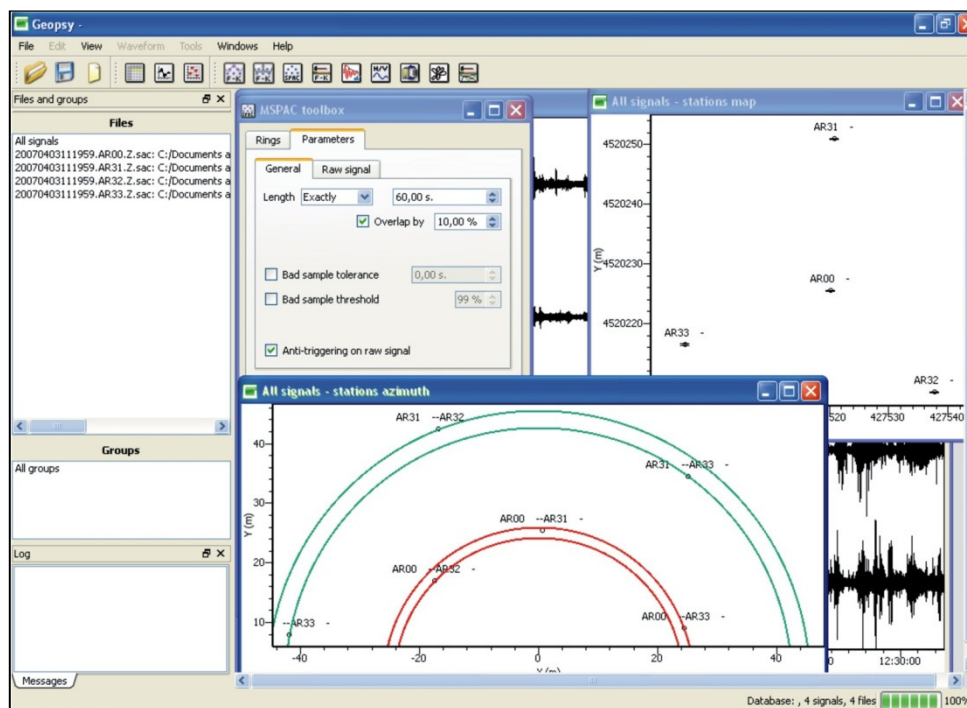


Fig. 1.12 Visualizzazione della mappa delle stazioni, delle coppie di stazioni possibili con gli anelli calcolati e la finestra di settaggio dei parametri dell'analisi MSPAC.

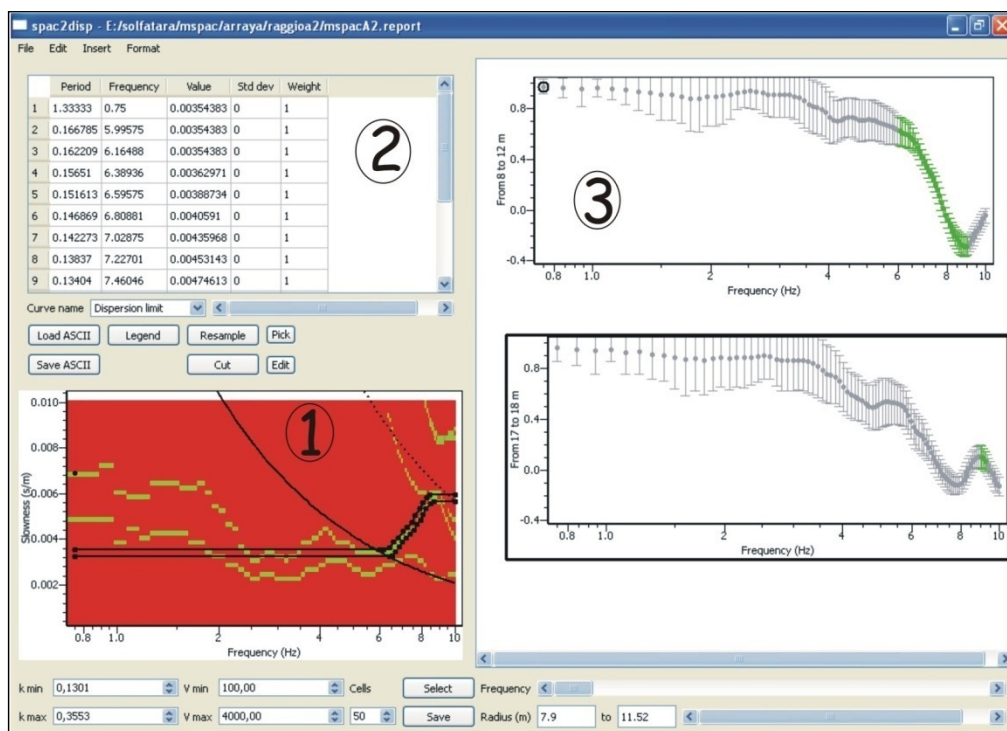


Fig. 1.13 Rappresentazione della curva di dispersione calcolata col metodo MSPAC utilizzando il programma *spac2disp*. Per i dettagli vedi testo.

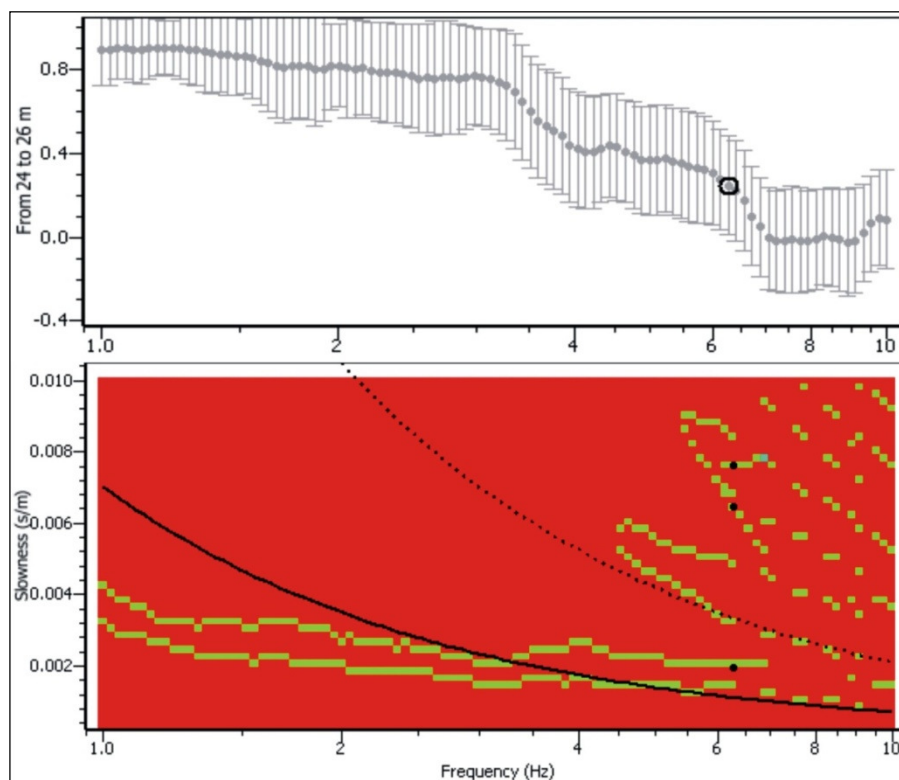


Fig. 1.14 Esempio di correlazione tra coefficiente di correlazione e velocità di fase, in questo caso non esiste un'unica velocità di fase (i puntini neri indicano che ad un valore del coefficiente di correlazione corrispondono tre valori di velocità di fase), questo significa che i risultati sono affetti da aliasing.

Una volta ottenuta la curva di dispersione e le bande di coerenza della curva si procede all'inversione dei dati da cui si ottiene un modello di velocità. Il calcolo di un profilo di velocità delle onde S dalle curve di dispersione delle onde superficiale è un classico problema inverso affrontato in geofisica, generalmente risolto utilizzando metodi lineari (Tarantola, 1987). Negli ultimi anni è emersa una nuova classe di metodi basati su un campionamento uniforme pseudo-casuale di un parametro dello spazio (tipo Monte-Carlo); essi sono: "simulated annealing" (Sen and Stoffa, 1991), algoritmi genetici (Lomax and Snieder, 1994), algoritmo "neighbourhood" sviluppato da Sambridge (1999). L'obiettivo di questi algoritmi è di investigare l'intero spazio dei parametri, cercando quei valori che meglio si adattano ai dati.

Recentemente, Wathelet et al., (2005) hanno proposto di usare l'algoritmo "neighbourhood" per generare i modelli di velocità.

L'algoritmo "neighbourhood" (AN) è un metodo di ricerca diretto stocastico per cercare modelli che meglio descrivono i dati in uno spazio multi-dimensionale (Sambridge, 1999). Per l'inversione delle onde superficiali, i parametri principali sono le velocità delle onde S, le velocità delle onde P, la densità, il rapporto di Poisson e lo spessore di ogni strato. L'AN genera dei campioni pseudo-casuali (un campione è un set di parametri corrispondenti ad un modello del mezzo) nello spazio dei parametri e le curve di dispersione sono calcolate per tutti questi modelli. La densità di probabilità *a priori* è fissata come uniforme su tutto lo spazio i cui limiti sono definiti da un range *a priori* di tutti i parametri scelti. Il confronto delle curve calcolate con le curve di dispersione misurate fornisce un valore di "misfit" che indica quanto si discosta il modello generato dalla soluzione reale. Una volta che la funzione misfit è conosciuta a tutti i campioni precedentemente calcolati, l'AN fornisce un modo semplice per interpolare una distribuzione irregolare di punti, utilizzando la geometria delle celle di Voronoi per trovare ed investigare le parti più promettenti dei parametri spaziali. La robustezza dei risultati finali è, generalmente, verificata facendo calcolare lo stesso numero di volte le inversioni dei dati con diversi semi. Calcolata la curva di dispersione teorica dai parametri casuali determinati con l'AN, si deve stimare il valore di misfit nel seguente modo:

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_F}} \quad (1.6)$$

dove x_{di} è la velocità dalla curva sperimentale a frequenza f_i , x_{ci} è la velocità della curva calcolata a frequenza f_i , σ_i è l'incertezza dei campioni della frequenza considerata e n_F è il numero dei campioni della frequenza considerata. Se nessuna incertezza è ottenuta, σ_i è sostituito con x_{di} nell'equazione del calcolo del "misfit".

Per effettuare l'inversione dei dati è necessario parametrizzare il modello iniziale. E' consigliabile iniziare con un modello semplice ed aggiungere progressivamente i nuovi strati se i dati non sono ben correlati; conoscenze *a priori* sulla struttura geologica del sito permettono di scegliere i parametri che più si avvicinano alla realtà.

Il pacchetto di Geopsy che effettua l'inversione descritta è il programma *dinver* e la figura 1.15a mostra quali parametri è possibile selezionare: gli intervalli di profondità dei parametri devono essere coerenti con i range di frequenza disponibili dalle curve di dispersione; la densità del materiale ha un'influenza molto piccola sulle curve di dispersione ed è generalmente fissata ad un valore costante per ogni strato basato su informazioni geotecniche; le velocità delle onde P ed S sono legate dal rapporto di Poisson che deve essere compreso tra 0 e 0.5; è possibile specificare o lo spessore o la profondità della parte bassa di ogni strato.

Nell' esempio mostrato è stato scelto un singolo strato poggiante su di un semi-spazio.

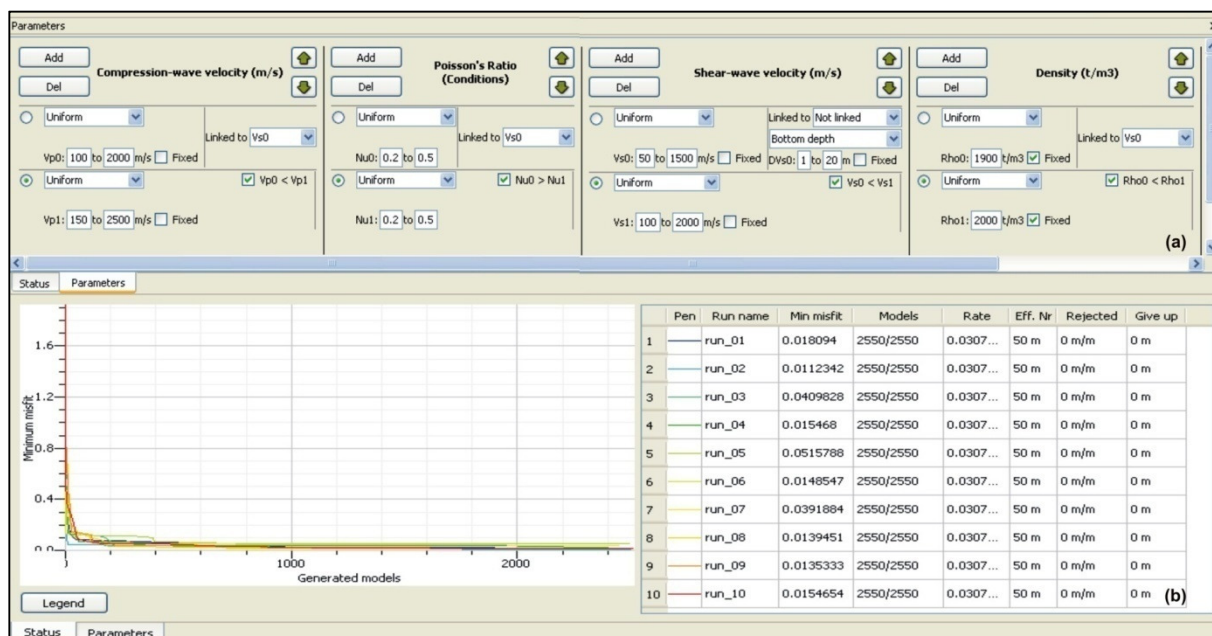


Fig. 1.15 Esempio di scelta dei parametri del programma *dinver* per l'inversione delle curve di dispersione in **(a)** e dei run eseguiti per ottenere i modelli di velocità in **(b)**.

Sono eseguiti 10 “run” che generano 2550 modelli con un valore di misfit che varia tra 0.011 e 0.051 (fig. 1.15b). I profili dei modelli di velocità delle onde P ed S con la corrispondente curva di dispersione avente un misfit di 0.018 sono mostrati in figura 1.16, la curva puntinata rossa rappresenta la curva di dispersione ottenuta dalle analisi precedenti, si può notare la buona sovrapposizione con i risultati ottenuti dall’inversione dei dati. Mentre la figura 1.17 visualizza i parametri del modello ottenuti per lo stesso valore di misfit; sono rappresentate le velocità V_p e V_s al top del primo strato e del semi-spazio, e la profondità del primo strato, tutto rispetto al valore di misfit. Molte delle soluzioni per il modello di velocità sono in grado di riprodurre la curva di dispersione osservata. Questo evidenzia il problema della non univocità dell’inversione delle curve di dispersione. Inoltre, l’incertezza sulla conoscenza delle velocità delle onde P può influenzare il risultato del profilo delle velocità delle onde S, per questo se non si hanno delle informazioni *a priori* delle velocità è opportuno utilizzare il parametro delle V_p con un ampio intervallo in modo da prevenire delle alterazioni del risultato finale con assunzioni non realistiche.

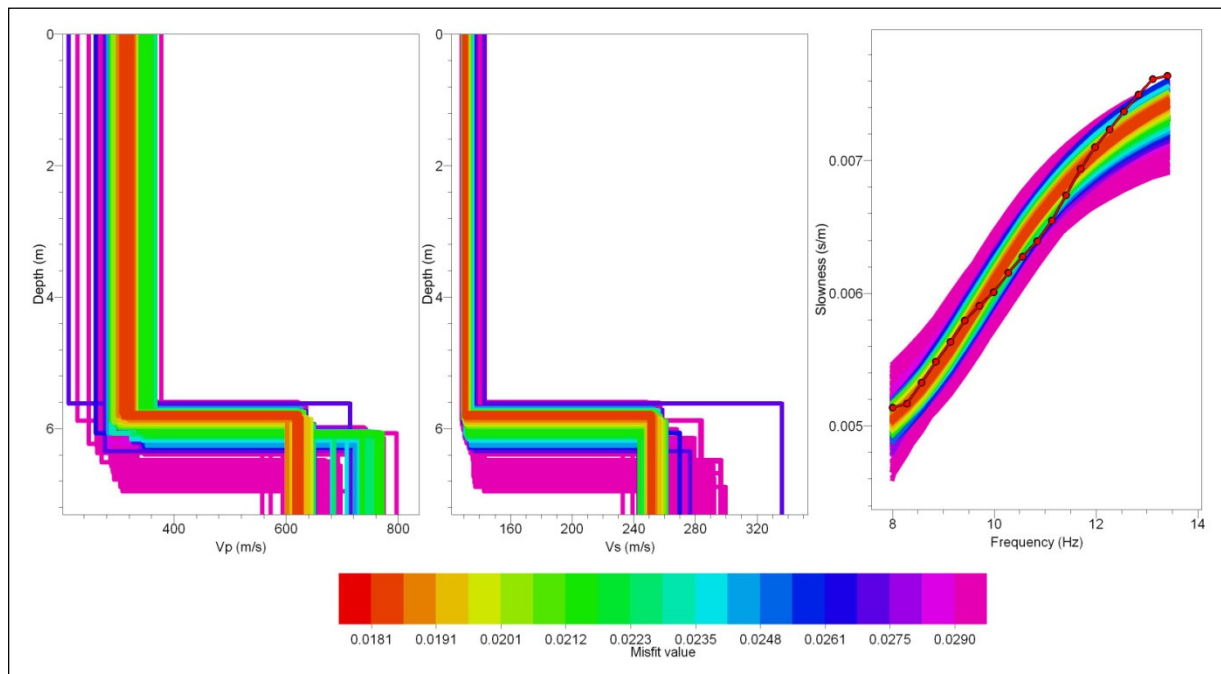


Fig. 1.16 Esempi di profili dei modelli di velocità delle onde P ed S con la corrispondente curva di dispersione. La curva puntinata rossa rappresenta la curva di dispersione ottenuta dall’analisi del metodo MSPAC.

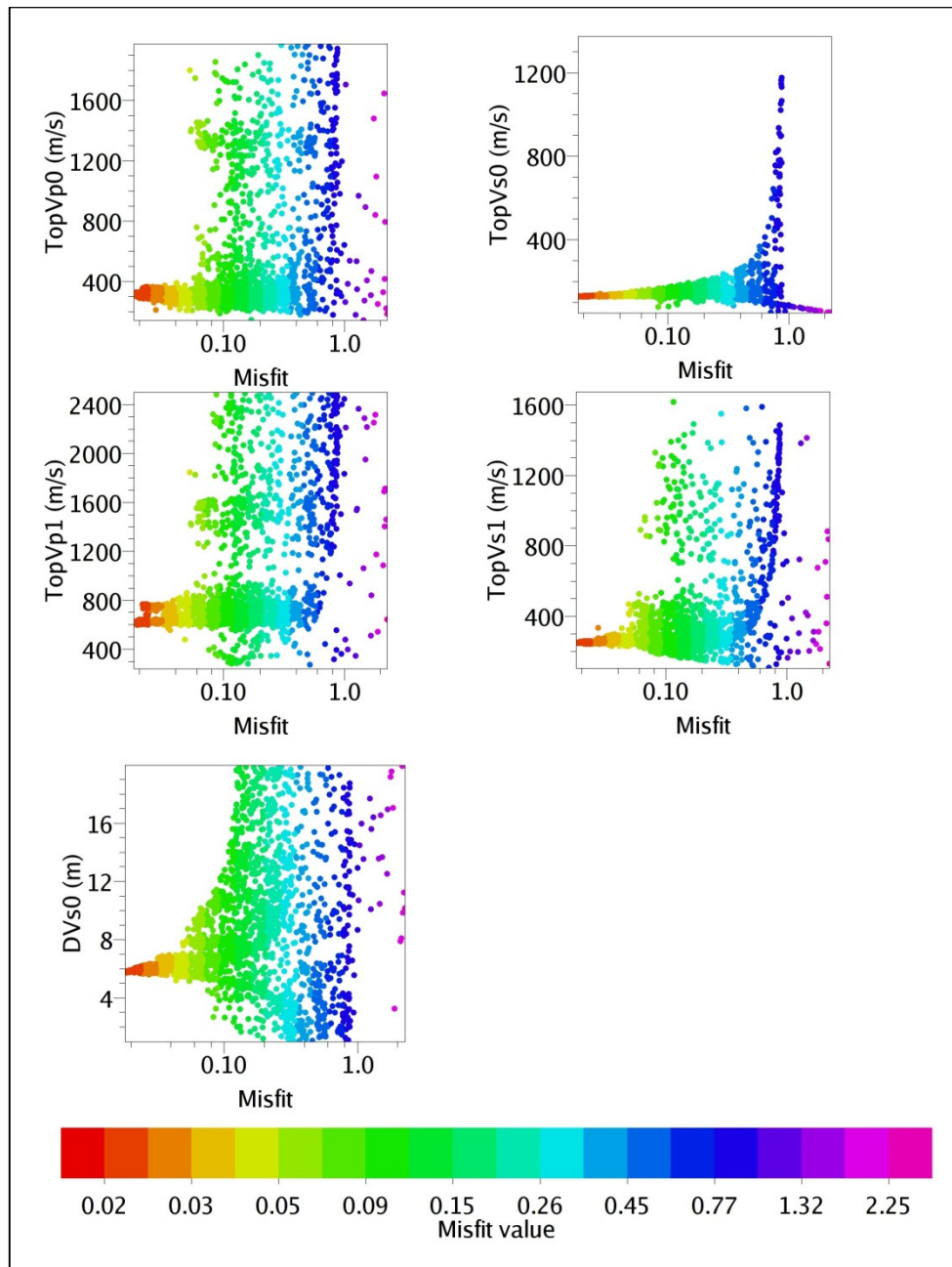


Fig. 1.17 Visualizzazione dei parametri del modello ottenuti dall'analisi di inversione utilizzando il programma *dinver* rispetto al valore di misfit. Per i dettagli vedi testo.

2. Il complesso vulcanico dei Campi Flegrei

Il complesso vulcanico dei Campi Flegrei è situato nella Piana Campana lungo il margine tirrenico dell'Appennino Meridionale. L'area è stata abitata fin dai tempi antichi. All'epoca dei Romani era un sito balneare rinomato a causa delle sorgenti termali e della bellezza del paesaggio; attualmente è un'area urbana densamente popolata.

La caldera dei Campi Flegrei è il vulcano più grande del Distretto Vulcanico Flegreo, il quale include assieme alla città di Napoli, alle isole vulcaniche di Procida ed Ischia ed alla parte nord-occidentale del Golfo di Napoli anche le parti sommerse.

L'evoluzione geo-vulcanologica è stata oggetto di numerosi studi (De Lorenzo, 1904, Rittmann et al., 1950, Rosi et al., 1983, Di Girolamo et al., 1984, Orsi et al., 1996, Di Vito et al., 1999) da cui si evince che i Campi Flegrei sono un sistema magmatico ancora attivo testimoniato dall'ultima eruzione avvenuta nel 1538 con la formazione del cono di tufo Monte Nuovo, dalle fumarole diffuse, dall'attività di sorgenti calde e da episodi di "unrest" avvenuti negli ultimi 35 anni, con un massimo di sollevamento localizzato nell'area di Pozzuoli di circa 3.5 metri.

La depressione dei Campi Flegrei (fig. 2.1a) è interpretata come una struttura calderica che deriva dalla sovrapposizione di almeno due episodi principali di collasso connessi con le eruzioni dell'Ignimbrite Campana (IC) datata 39000 anni fa (De Vivo et al., 2001) e del Tufo Giallo Napoletano (TGN) datato 15000 anni fa (Orsi et al., 2004). Grandi settori del bordo strutturale di entrambe le caldere risultano dalla parziale riattivazione di faglie pre-esistenti generate da fasi tettoniche regionali; dopo ogni collasso il vulcanismo è stato limitato all'area collassata. L'intera struttura calderica è in subsidenza, mentre i regimi di stress estensionale che si generano fanno rialzare i blocchi della parte centrale della caldera del TGN (fig. 2.1a, c;). Questa deformazione ha generato una risalita verticale di circa 90 metri della maggior parte dei blocchi includendo anche il terrazzo marino, La Starza (Orsi et al., 2004).

La figura 2.2 mostra la ricostruzione vulcanica e la storia delle deformazioni della caldera secondo Orsi et al. (1996), Di Vito et al. (1999) e Isaia et al. (2004). Il vulcanismo è stato diviso in tre periodi, il I periodo è precedente l'eruzione dell'IC, il vulcanismo è presente anche al di fuori dell'attuale depressione calderica. L'attività vulcanica raggiunge il suo culmine con l'eruzione dell'IC in cui furono emessi circa 200 km³ di magma (Fedele et al., 2003) trachitico e fonolitico causando il collasso della

caldera che ha interessato quasi tutto l'edificio vulcanico, con l'ingressione marina nella parte collassata.

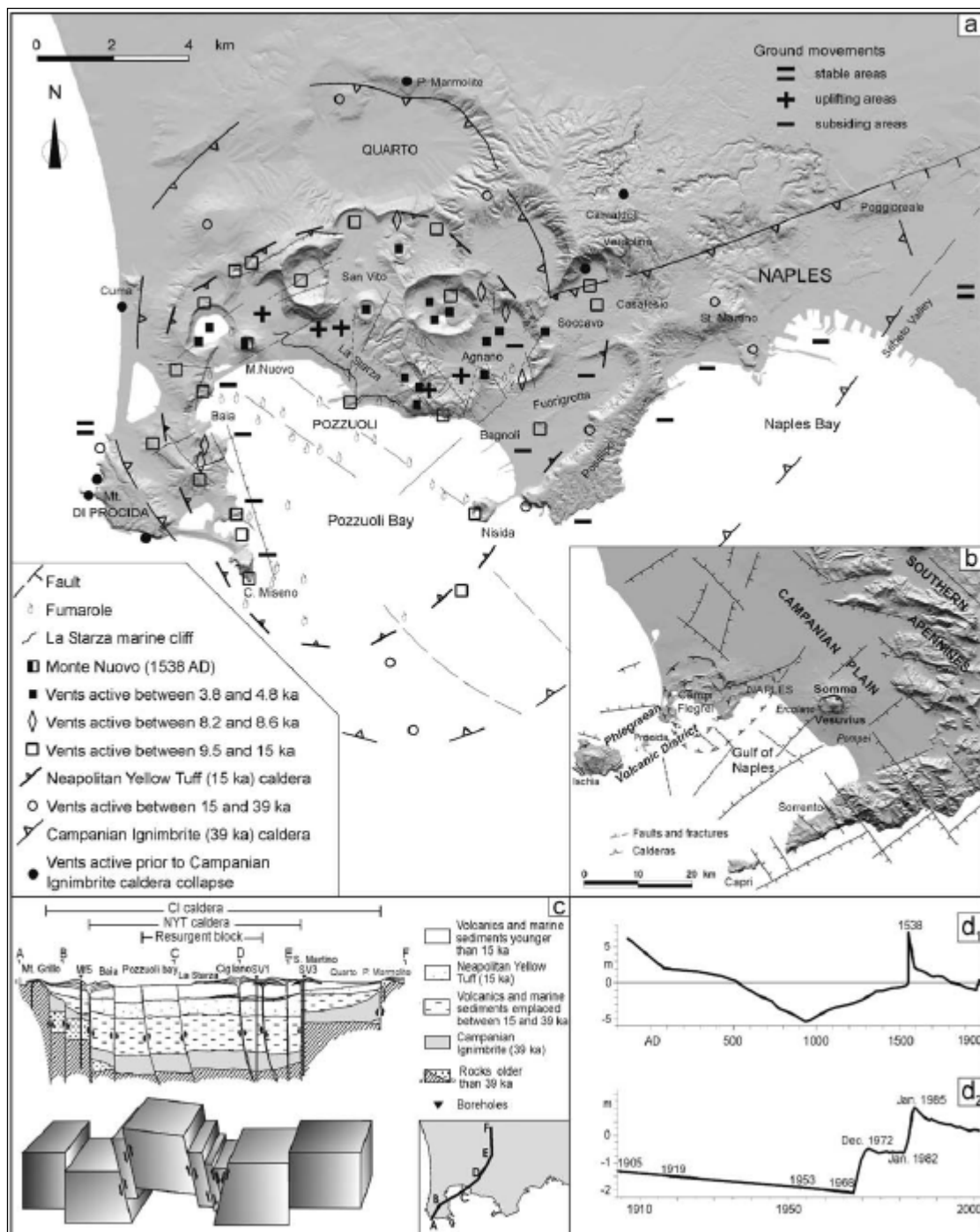


Fig. 2.1 **(a)** Mappa strutturale della caldera dei Campi Flegrei. **(b)** Mappa strutturale del vulcano Somma-Vesuvio e del Distretto Vulcanico Flegreo (Campi Flegrei, Procida ed Ischia). **(c)** Sezione geologica che attraversa la caldera dei Campi Flegrei ed illustrazione del modello dinamico proposto da Orsi et al., 2004. **(d₁)** Movimento verticale del suolo al tempio romano di Serapide. **(d₂)** Movimento verticale del suolo misurato alla rete di livellazione di Pozzuoli (notare la differenza nella scala dei tempi). (da Orsi et al., 2004).

Il II periodo è compreso tra le due principali eruzioni avvenute ai Campi Flegrei, l'eruzione dell'IC e del TGN, in questo periodo hanno luogo non meno di 9 eruzioni esplosive. L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano è un'eruzione freatopliniana-freatomagmatica complessa che emette circa 40 km³ di magma a composizione da alcalitrachitica a latitica (Orsi et al., 1996); in seguito, la caldera, eccetto il settore nord, fu invasa dal mare che in quel periodo era circa 60 m più bassa del presente.

Dopo l'eruzione del TGN, inizia il III periodo ed il vulcanismo è stato concentrato in tre epoche di attività alternati da periodi di quiescenza. La distribuzione areale delle bocche eruttive in ogni epoca è una buona testimonianza temporale delle strutture attive che hanno favorito la risalita di magma in superficie. Le maggiori eruzioni riconosciute sono di tipo esplosivo, quasi tutte caratterizzate da alternanza di esplosioni freatomagmatiche e magmatiche.

Durante la I epoca, avvenuta tra 15000 e 9500 anni fa, hanno avuto luogo non meno di 37 eruzioni esplosive (fig. 2.2). In base alla distribuzione delle bocche eruttive (fig. 2.1a) si ipotizza che i magmi raggiungono la superficie attraverso tutte le faglie marginali della caldera del TGN e solo attraverso alcune delle faglie presenti nel fondo della caldera. Dopo circa 1000 anni di quiescenza inizia la II epoca (da 8600 a 8200 anni fa), in cui avvengono 6 eruzioni esplosive di bassa magnitudo (fig. 2.2); le bocche vulcaniche si trovano lungo parti delle faglie marginali dalla caldera del TGN (fig. 2.1a, b).

La II e III epoca sono separate da un periodo di quiescenza che dura 3500 anni, in questo periodo si verifica un cambiamento nel regime di stress nella caldera; dal collasso della caldera del TGN, il livello del mare è in aumento, mentre il blocco La Starza è in sollevamento con un rapporto medio di innalzamento variabile (Orsi et al. (1996), Di Vito et al. (1999)). Il blocco alterna periodi di emersione ed immersione fino all'ultima emersione prima dell'inizio della III epoca (fig. 2.2).

La III epoca, da 4800 a 3800 anni fa, produce 20 eruzioni esplosive e 3 effusive. Le bocche eruttive sono allineate lungo le faglie che si intersecano nel settore NE del fondo della caldera del TGN, corrispondente alla parte dei blocchi risorgenti sotto un regime di stress estensionale (fig. 2.1a, b). L'ultimo periodo di quiescenza è stato interrotto nel 1538 dall'eruzione del Monte Nuovo (fig. 2.2, 2.1a), quest'eruzione ha luogo tra l'intersezione di due sistemi di faglie che delimitano il blocco risorgente.

L'assetto strutturale dell'area è il risultato delle attività tettoniche regionali e della tettonica-vulcanica. L'attività tettonica regionale ha prodotto faglie normali con direzione prevalente NE-SW e NW-SE, ed un trend secondario con direzione N-S (fig. 2.1a, b). Queste faglie si sono formate durante l'estensione del margine tirrenico nel periodo Pliocene e Quaternario. In questo periodo, l'attività vulcanica sul margine tirrenico è associata alle faglie trasformati; analisi strutturali suggeriscono che il bordo vulcanico NE-SW dei Campi Flegrei, è caratterizzato da faglie trasformati sub-verticali, ed il trend NE-SW rappresenta faglie regionali parallele al margine tirrenico (Acocella et al., 1999).

Invece, la morfologia è il risultato di alterazioni, di eventi vulcanici e/o vulcano tettonici costruttivi e distruttivi e della variazione nel tempo e nello spazio della relazione tra livello del mare e della superficie terrestre (Orsi et al., 1996).

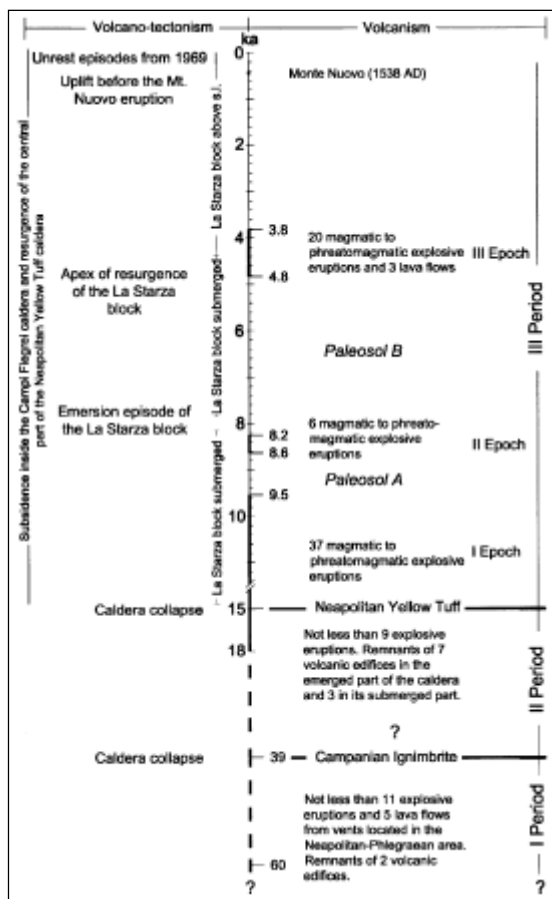


Fig. 2.2 Cronostratigrafia degli eventi vulcanici e delle deformazioni alla caldera dei Campi Flegrei.

Negli ultimi 2000 anni, la caldera dei Campi Flegrei è stata colpita dal fenomeno della deformazione del suolo conosciuto col nome di bradisismo, l'antico mercato romano, il "tempio di Serapide", è una testimonianza di questo evento (fig. 2.1d₁). I

maggiori episodi di “unrest” sono avvenuti tra il 1969 e 1972, con la massima risalita del suolo di circa 170 cm, ed il 1982 e 1984 con circa 180 cm di sollevamento del suolo (fig. 2.1d₂), (Berrino et al., 1984, De Natale and Pingue, 1993). Dopo il 1984, il suolo è soggetto ad una subsidenza, interrotta da piccoli fenomeni di inflazione nel 1989 di 7 cm, nel 1994 meno di 1 cm e nel 2000 di 4 cm. Durante tutti gli episodi di risalita la deformazione massima è stata misurata nell’area di Pozzuoli. Questi episodi di risalita sono accompagnati da attività sismica, i terremoti sono stati localizzati principalmente lungo la costa di Pozzuoli, nella Solfatara e nella baia.

Gli eventi recenti di bradisismo rappresentano degli esempi di deformazione a breve termine generata dall’azione reciproca di una componente fragile ed una duttile, entrambe prodotte da un incremento di pressione e temperatura nella camera magmatica superficiale dovuto all’arrivo profondo di una piccola quantità di magma, meno evoluto e più caldo del magma situato nella camera magmatica (Orsi et al., 2004).

2.1 Geologia del vulcano Solfatara

Il vulcano Solfatara è un cono di tufo con diametro di 0.6 km, situato a NE della città di Pozzuoli, all’interno della caldera dei Campi Flegrei (fig. 2.1a); si trova a circa 180 metri sul livello del mare. Dati stratigrafici e geocronologici mostrano che il vulcano si è formato tra 3800 e 4100 anni fa (Di Vito et al., 1999). I prodotti vulcanici sono composti da breccia ricoperta da letti ricchi di lapilli accrezionati in cui sono inserite dune di cenere e lapilli (Rosi and Sbrana, 1987); questi depositi coprono circa 0.8 km² del cratere e sono estremamente alterati dall’attività idrotermale. Intensi fenomeni di degassazione sono diffusi nel vulcano, da misure del flusso di CO₂ eseguite tra il 1998 e 2000 si è riscontrato un rilascio di circa 1500 t/giorno di rilascio di CO₂ (Caliro et al., 2007). La distribuzione dell’alterazione idrotermale non è ben conosciuta, anche se si ipotizza che zone idrotermali indicative di alta temperatura sono presenti a profondità relativamente superficiali a causa dell’esistenza di una marcata anomalia termica causata dall’espulsione di gas caldi (Bruno et al., 2007).

I bordi sub-rettilinei NE e SW della Solfatara sono attraversati da due faglie normali con direzione NW-SE (fig. 2.3), (Bianco et al., 2004), al di fuori del cratere, due faglie dirette con la stessa direzione tagliano la parte più esterna del cono di tufo. Nell’area idrotermale, sia all’interno che all’esterno del cratere, esistono due sistemi

principali di faglie avente direzione NW-SE e NE-SW, molte di queste fratture sono sub-verticali con inclinazione $> 60^\circ$ e sono riempite da minerali idrotermali.

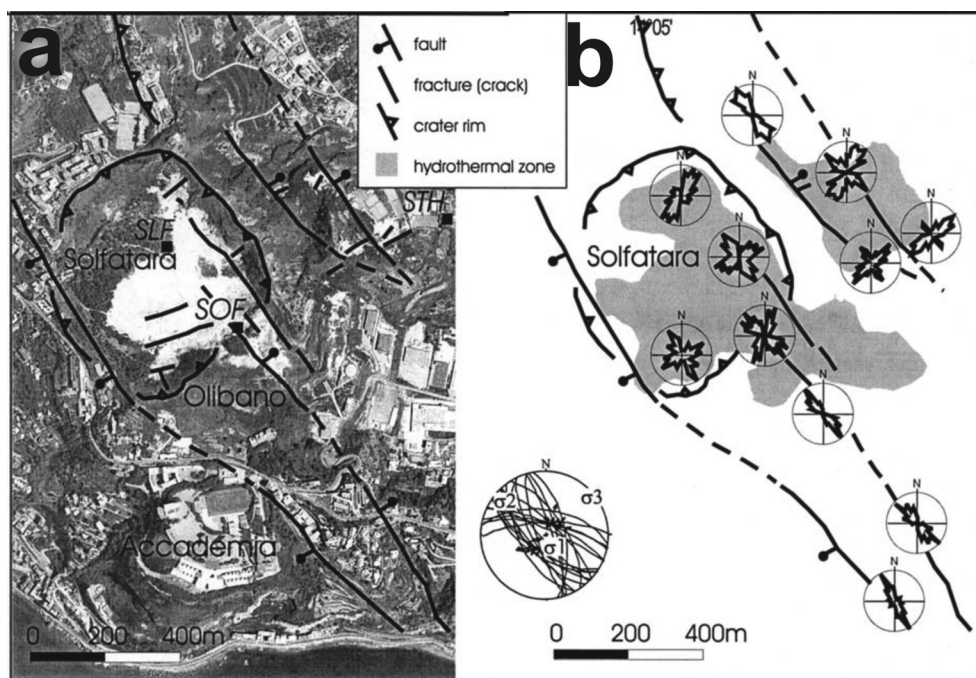
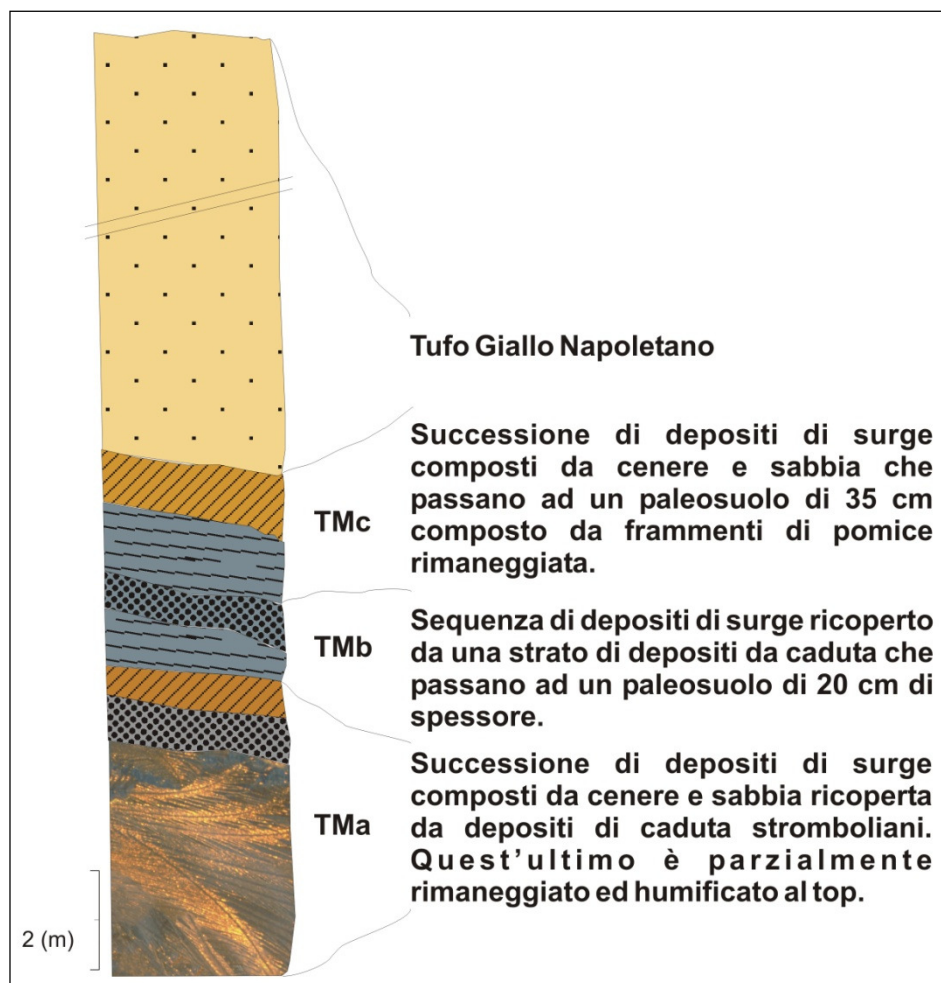


Fig. 2.3 (a) Mappa strutturale dell'area della Solfatara. **(b)** Riassunto delle misure meso-strutturali nell'area della Solfatara; (da Bianco et al., 2004).

2.2 Geologia della collina di Posillipo

Il promontorio di Posillipo separa il golfo di Napoli da quello di Pozzuoli (fig. 2.1a) e rappresenta ciò che rimane della porzione meridionale di uno dei crateri appartenenti al complesso vulcanico dei Campi Flegrei. In questa zona affiorano successioni comprese tra l'IC ed il TGN. Sequenze più antiche del TGN affiorano solo ai piedi della scarpata che delimita la collina verso NW e SE e lungo la galleria Romana (Grotta di Seiano) che attraversa la collina di Posillipo con direzione NW-SE. Una sequenza di due unità composte da depositi piroclastici di surge con minori strati di depositi da caduta è esposta in modo discontinuo lungo la scarpata NW di Villanova; a Coroglio e Trentaremi e nella Grotta di Seiano affiora quello che resta di un cono di tufo (TMa in fig. 2.4). Questo cono è ricoperto da una sequenza di due unità di depositi da surge e da un deposito rimaneggiato, tutti separati da paleosuoli (TMb e TMc in fig. 2.4); al di sopra si ha uno spessore di circa 100 metri di TGN (Orsi et al., 1996).

Un altro sondaggio, eseguito dal Comune di Napoli, 2001, per le indagini geognostiche sui costoni esistenti sul territorio comunale di Napoli, ha permesso la ricostruzione stratigrafica nell'area del Parco Virgiliano. In figura 2.5 è rappresentata la colonna stratigrafica in cui i primi 20 metri sono costituiti da alternanze di cinerite sabbioso-limosa di colore marrone con pomici e cinerite sabbioso-limosa litoide intercalati da uno strato di sabbia cineritica di colore nero con pomici. Al di sotto c'è uno strato di circa 70 metri di TGN.



La collina di Posillipo è conosciuta anche per la presenza della Grotta di Seiano. Essa rappresenta l'accesso al complesso del Pausilypon così denominata erroneamente dall'umanista G. Pontano che attribuì l'opera a Tiberio Seiano. È una galleria artificiale che, traforando la collina di Posillipo, congiunge Coroglio con il vallone della Gaiola. La sua progettazione è attribuita all'architetto Cocceio e testimonia le grandi capacità costruttive e progettuali nonché le tecniche avanzate di rilevamento e misurazione raggiunte dall'ingegneria romana.

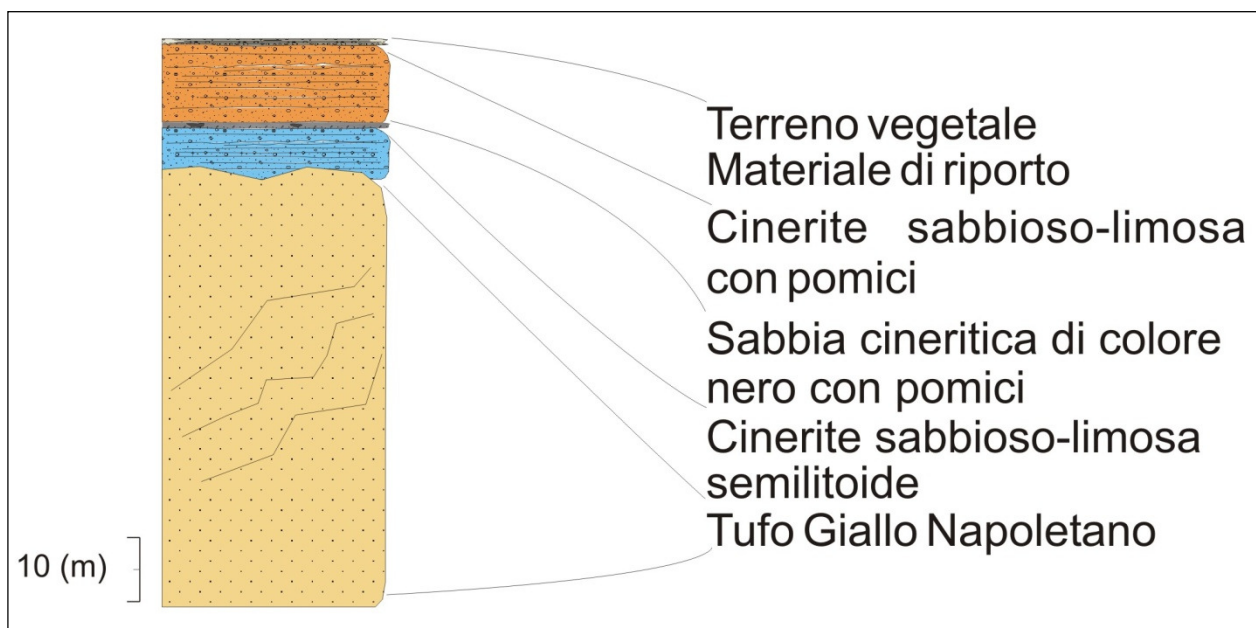


Fig. 2.5 Sezione stratigrafica del sito Parco Virgiliano, collina di Posillipo, stazione VIR.

Si ritiene che la galleria sia stata, in origine, una cava per il reperimento di materiale da costruzione e, successivamente, abbia avuto funzione carrabile di accesso alla famosa villa Pausilypon. L'intero traforo inizia da Via Coroglio e termina al sito archeologico della *villa d'otium*; è lungo 773 m con una larghezza compresa tra i 2,5 e i 7 m, per consentire il doppio senso di marcia, ed un'altezza che varia tra 4 e 8 m, per ottenere una migliore circolazione d'aria e d'illuminazione. La galleria si presenta tangente, con direzione NW-SE, ad un antico cratere sommerso di tufo; l'imbocco orientale è posto ad una quota superiore rispetto a quello occidentale, con una differenza di quota di circa 1.5 m, al fine di consentire un facile deflusso delle acque meteoriche. A causa della natura geologica della collina in cui si sviluppa la galleria, la progettazione romana per l'areazione e l'illuminazione ha previsto la costruzione di soli tre cunicoli laterali, tutti concentrati nella parte orientale dell'opera, anziché di pozzi verticali (Busana & Basso, 1997). I cunicoli si trovano a circa 316, 190 e 73 m dall'ingresso sud-orientale della grotta, di cui il primo affaccia su Punta del Cavallo ed è lungo circa 175 m, gli altri due affacciano su cala Trentaremi e sono lunghi all'incirca 25 e 42 m, rispettivamente. La galleria presenta un tracciato rettilineo di semplice e rapida realizzazione; nella parte ricavata nei tufi stratificati si è resa necessaria la costruzione di 68 pilastri in muratura di tufo a sostegno della volta (fig. 2.6), utilizzando le tecniche dell'*opus reticulatum* e dell'*opus incertum*.



Fig. 2.6 Ingresso ed interno della Grotta di Seiano, da notare i pilastri a sostegno della volta.

2.3 Geologia del cratere Quarto

Il cratere di Quarto è situato nella parte più a nord della caldera dei Campi Flegrei (fig. 2.1a) a circa 40 metri s.l.m. In una cava situata lungo il versante ad alto angolo che delimita a nord-est la piana di Quarto sono esposti depositi con età più antica della formazione dell'IC, sono formati da depositi piroclastici, intercalati da paleosuoli, di almeno dieci diverse eruzioni; cinque unità comprese tra l'IC ed il TGN e cinque unità riferite al TGN. La base del TGN è a circa 125 metri s.l.m. lungo il bordo della caldera, mentre al piede della scarpata è a meno di 80 metri s.l.m., il quale rappresenta la quota del pavimento della cava. Una caratteristica significativa dell'unità è la sua variazione in spessore legata alla morfologia al momento della sua deposizione. Lo spessore varia da pochi a più di 40 metri, (Orsi et al., 1996).

Nel sito di installazione del sismometro da pozzo, durante la realizzazione del pozzo sono stati ricavati i dati stratigrafici mostrati nella figura 2.7, il TGN ha uno spessore di circa 30 metri ed il top dello strato è a -86 metri, in superficie il TGN appare più alterato e con vari gradi di zeolitizzazione.

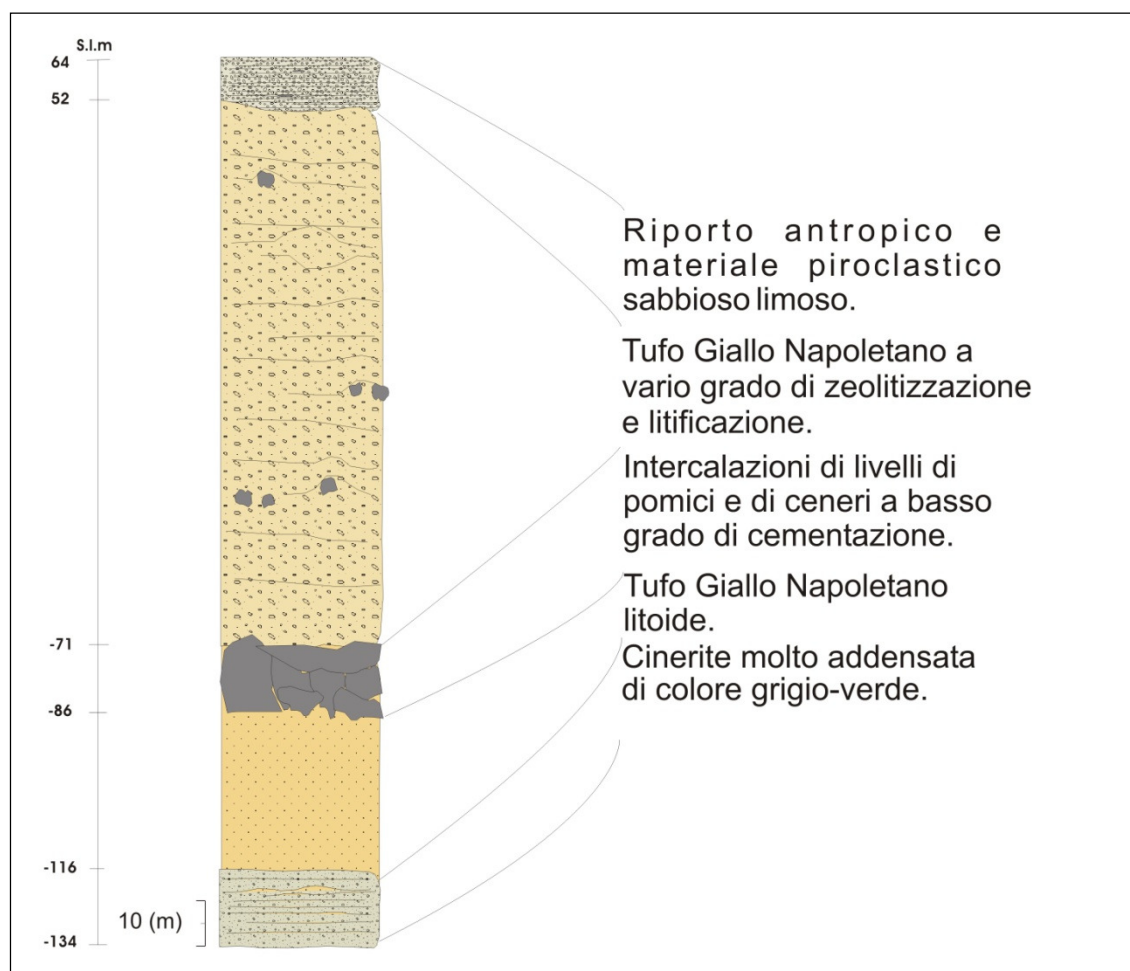


Fig. 2.7 Sezione stratigrafica del sito di Quarto.

2.4 Geologia dell'area di Pozzuoli

Nel territorio di Pozzuoli, da un punto di vista morfologico, si possono individuare dei settori con caratteri omogenei che si sviluppano parallelamente alla costa con andamento prevalente NO-SE. Il primo settore è la fascia costiera, costituita dall'arenile e da una superficie di accumulo sub pianeggiante; a monte è limitata da una scarpata sub verticale formata da un'antica falesia costiera. Al di sopra della falesia si estende una prima superficie di terrazzo con quote che variano tra gli oltre 40 metri del settore occidentale ai 30-40 metri di quello orientale. Il limite verso monte può essere fissato dalla presenza di una piccola scarpata dall'altezza di 10-20 metri da cui inizia un altro terrazzo marino che si rinviene a quote variabili tra i 55 e i 70 metri.

Nella zona di installazione della stazione è stata riscontrata la stratigrafia rappresentata nella figura 2.8, dove i primi 10 metri sono formati da depositi piroclastici fini con pomici e litici stratificati ed intercalati a paleosuoli, la sequenza di depositi di

sabbie e limi forma uno strato di 50 metri. Al di sotto di questi strati si trova un tufo litoide di colore giallo a vario grado di zeolitizzazione.

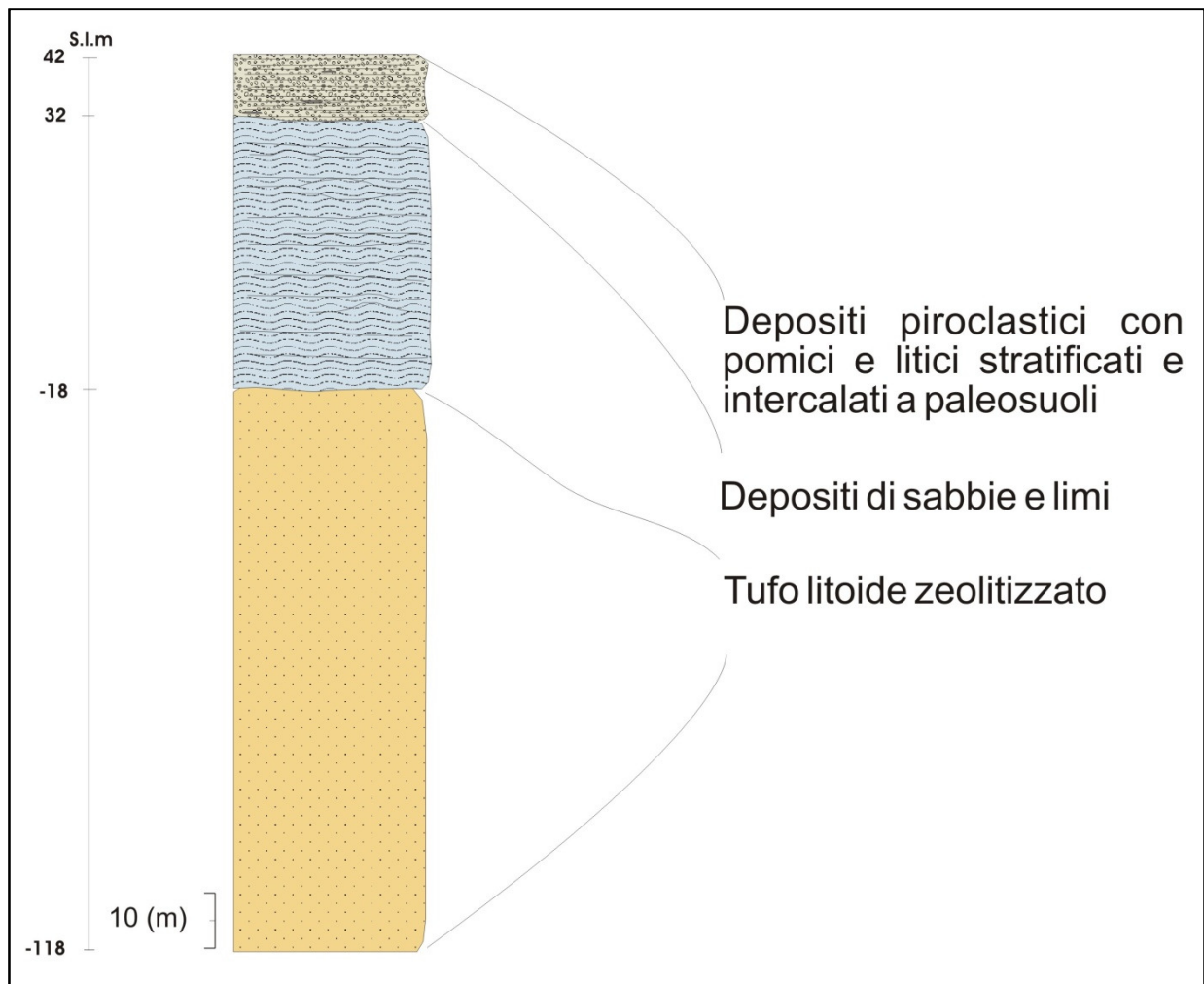


Fig. 2.8 Sezione stratigrafica del sito Pozzuoli, stazione DM24.

3. Strumentazioni e Dati

I dati utilizzati in questo lavoro provengono da misure sismiche di due esperimenti in cui ho preso parte sia nell'organizzazione logistica sia nell'attuazione pratica in campagna. Essi sono stati svolti al vulcano Solfatara e nella Grotta di Seiano nei Campi Flegrei. Inoltre, ho analizzato anche alcune registrazioni sismiche effettuate con le stazioni della rete fissa e mobile dell'osservatorio vesuviano situate sempre nei Campi Flegrei, alla cui manutenzione ho partecipato regolarmente.

3.1. Array sismici al Vulcano Solfatara

Nel periodo 2-6 Aprile 2007, al vulcano Solfatara sono stati dispiegati cinque array sismici in aree differenti del cratere al fine di ottenere una campionatura dettagliata delle eterogeneità (fig.3.1). La strumentazione utilizzata consistiva in 5 stazioni sismiche Lennartz MarsLite, 5 sensori a 3 componenti e risposta strumentale elettronicamente estesa a 1 Hz e due ricevitori GPS (Global Position System) GeoXT Trimble. L'intera strumentazione era alimentata da batterie di 12 V (fig. 3.2).

I dati sono stati acquisiti con un passo di campionamento di 125 sps ed un fattore di scala di 8 μ Volt/count, sono stati immagazzinati nel formato binario su PC-Card DPPCM2 di 1 GB e su dischi magneto-ottici di 500 MB; in seguito i dati sono stati trasferiti su un supporto rigido e convertito nel formato SAC (Seismic Analysis Code, <http://www.llnl.gov/sac/>).

Sono stati installati 5 array, denominati A, B, C, D ed E, che hanno una forma circolare, ogni array consiste di 4 sensori sismici, 3 dei quali regolarmente spazati (120°) attorno ad una circonferenza ed il quarto è posizionato al centro. Le componenti orizzontali dei sensori sono orientate nella direzione N-S ed E-O, e le loro coordinate (tabella 3.1) sono state misurate con la tecnologia GPS con una precisione di un metro.

Gli arrays A, B e D sono disegnati con raggi di 5, 10, 25, 50 e 100 metri, mentre gli array C ed E hanno raggi di 5, 10 e 25 metri. Le diverse configurazioni sono mostrate nella figura 3.3. Inoltre, alcune stazioni (fig. 3.1, linea rossa) degli array formano due profili ortogonali lunghi circa 250 metri, orientati all'incirca nella direzione N-S ed E-O. Circa un'ora di rumore sismico è stata registrata per ogni configurazione circolare con raggio fisso (Petrosino et al., 2008).

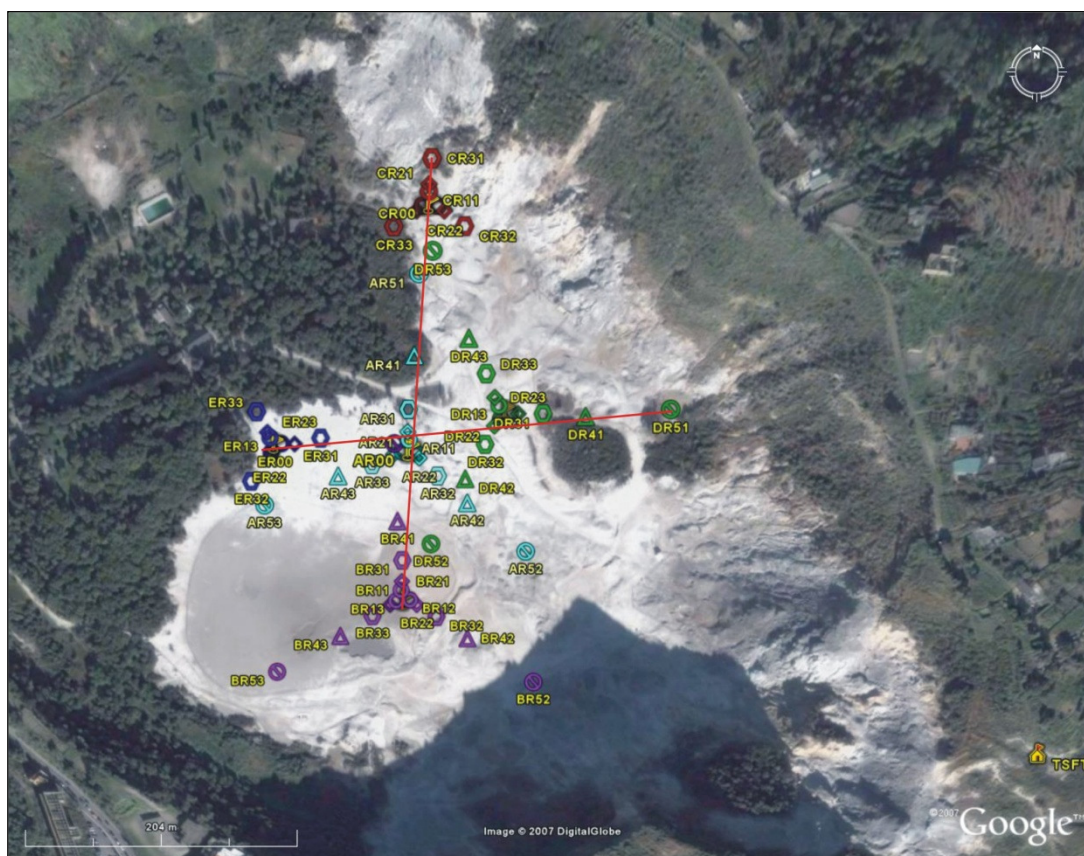


Fig. 3.1 Configurazione degli array. Le linee rosse indicano i due profili orientati nelle direzioni N-S ed E-O.

La maggior parte dei sensori sono stati sotterrati in buche di circa 20 cm di profondità; i sensori DR51 e AR52, situati vicino il campo di fumarole, e tutti i geofoni dell'array B non sono stati sotterrati a causa dell'alta temperatura raggiunta dal suolo in queste aree.

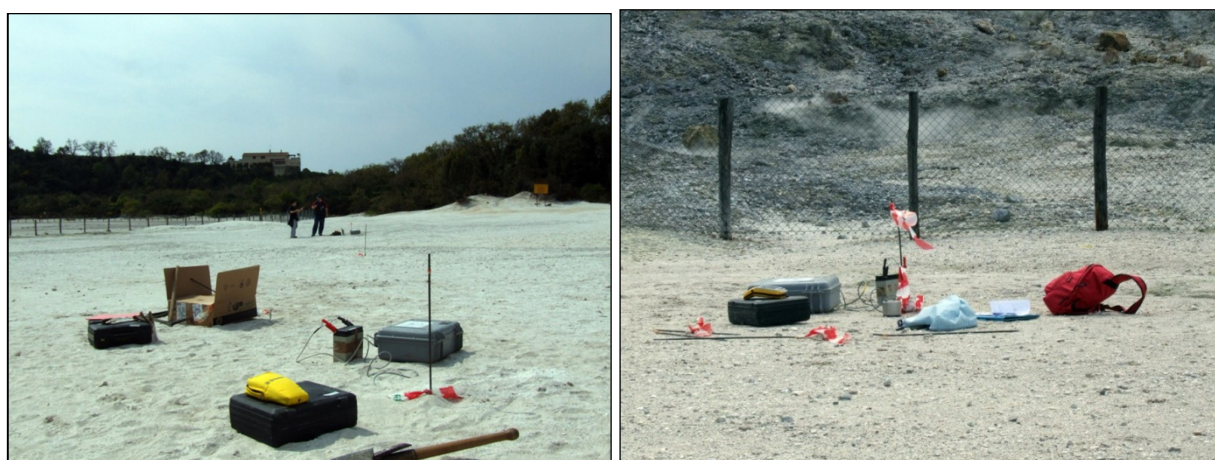


Fig. 3.2 Strumentazione sismica utilizzata per l'esperimento nel cratere della Solfatara.

Nome Sito	Latitudine N (gradi)	Longitudine E (gradi)	Elevazione slm (m)	Raggio (m)
AR00	40.828100	14.139419	97	centro
AR11	40.828156	14.139420	97	5
AR12	40.828080	14.139470	97	5
AR13	40.828085	14.139362	95	5
AR21	40.828202	14.139411	93	10
AR22	40.828052	14.139492	95	10
AR23	40.828074	14.139296	93	10
AR31	40.828329	14.139424	96	25
AR32	40.827947	14.139628	94	25
AR33	40.828015	14.139130	94	25
AR41	40.828630	14.139482	98	50
AR42	40.827790	14.139851	92	50
AR43	40.827947	14.138865	92	50
AR51	40.829075	14.139532	101	100
AR52	40.827501	14.140298	96	100
AR53	40.827777	14.138286	94	100
BR00	40.827203	14.139341	94	centro
BR11	40.827260	14.139314	90	5
BR12	40.827310	14.139326	92	5
BR13	40.827195	14.139273	91	5
BR21	40.827197	14.139384	91	10
BR22	40.827174	14.139438	92	10
BR23	40.827172	14.139226	90	10
BR31	40.827446	14.139335	93	25
BR32	40.827100	14.139592	93	25
BR33	40.827102	14.139085	93	25
BR41	40.827680	14.139307	90	50
BR42	40.826970	14.139836	89	50
BR43	40.826978	14.138821	89	50
BR51	40.828136	14.139306	93	100
BR52	40.826724	14.140357	94	100
BR53	40.826751	14.138300	95	100
CR00	40.829439	14.139626	102	centro
CR11	40.829501	14.139624	93	5
CR12	40.829425	14.139683	100	5
CR13	40.829429	14.139575	94	5
CR21	40.829540	14.139626	99	10
CR22	40.829402	14.139730	101	10
CR23	40.829403	14.139530	98	10
CR31	40.829670	14.139651	102	25
CR32	40.829324	14.139876	101	25
CR33	40.829322	14.139363	102	25
DR00	40.828319	14.140157	96	centro
DR11	40.828306	14.140191	97	5
DR12	40.828276	14.140115	96	5
DR13	40.828350	14.140106	96	5
DR21	40.828306	14.140250	95	10
DR22	40.828237	14.140069	96	10
DR23	40.828397	14.140076	95	10
DR31	40.828305	14.140440	91	25
DR32	40.828132	14.139998	92	25
DR33	40.828532	14.140015	93	25
DR41	40.828290	14.140758	99	50

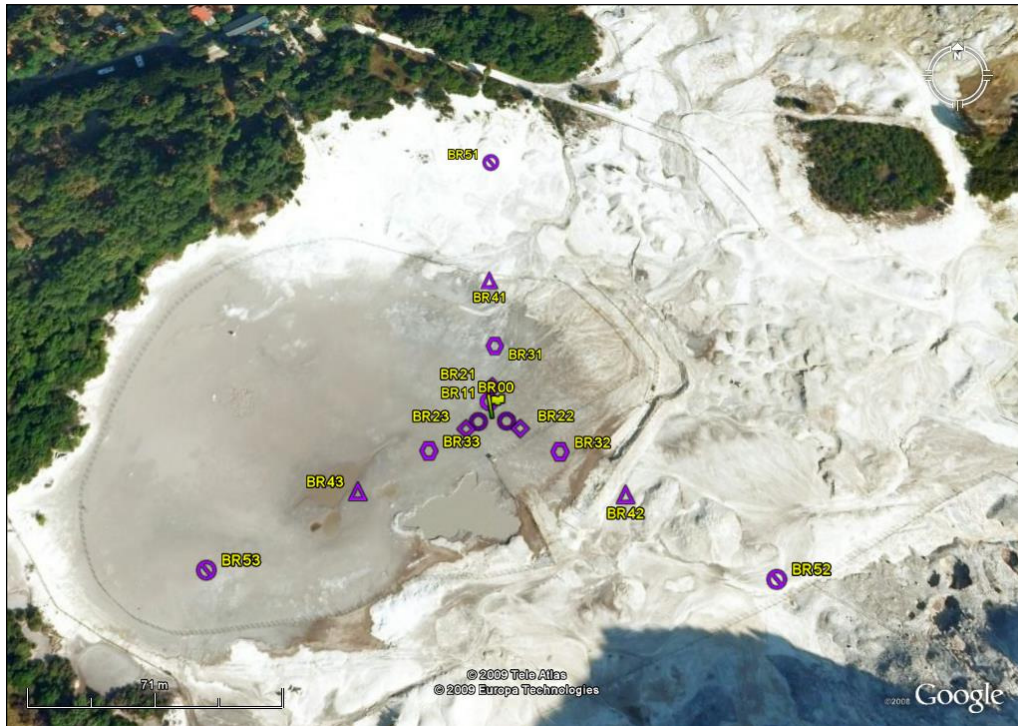
DR42	40.827930	14.139839	96	50
DR43	40.828726	14.139889	98	50
DR51	40.828328	14.141383	93	100
DR52	40.827544	14.139560	92	100
DR53	40.829195	14.139637	99	100
ER00	40.828097	14.138410	97	centro
ER11	40.828144	14.138456	98	5
ER12	40.828083	14.138367	97	5
ER13	40.828183	14.138367	95	5
ER21	40.828133	14.138550	93	10
ER22	40.828050	14.138350	95	10
ER23	40.828200	14.138350	93	10
ER31	40.828167	14.138750	96	25
ER32	40.827917	14.138200	94	25
ER33	40.828317	14.138283	94	25
TSFT	40.826444	14.144000	175	

Tabella 3.1 Coordinate dei sensori installati al cratere della Solfatara.

Una stazione sismica (TSFT, fig. 3.1) è stata installata sul bordo più a est del cratere e lasciata in acquisizione continua per l'intera durata dell'esperimento. Purtroppo la stazione è stata ritrovata manomessa ed i dati acquisiti riguardano solo i primi giorni dell'esperimento. Per sopperire a questa mancanza di dati sono state utilizzate le registrazioni della stazione della rete fissa SFT, installata all'interno del cratere, e della stazione STH, situata all'esterno della caldera nella struttura del Tennis Hotel. Entrambe sono stazioni sismiche Mark L4-3D a corto periodo ed a 3 componenti con risposta strumentale elettronicamente estesa a 1 Hz.



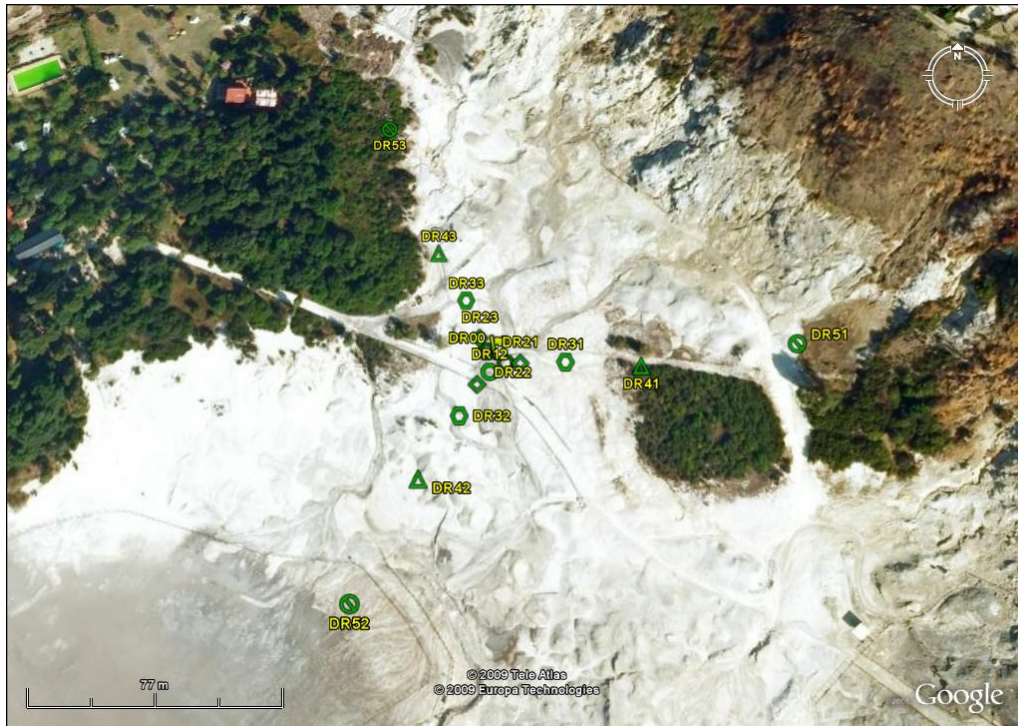
(a) Configurazione array A



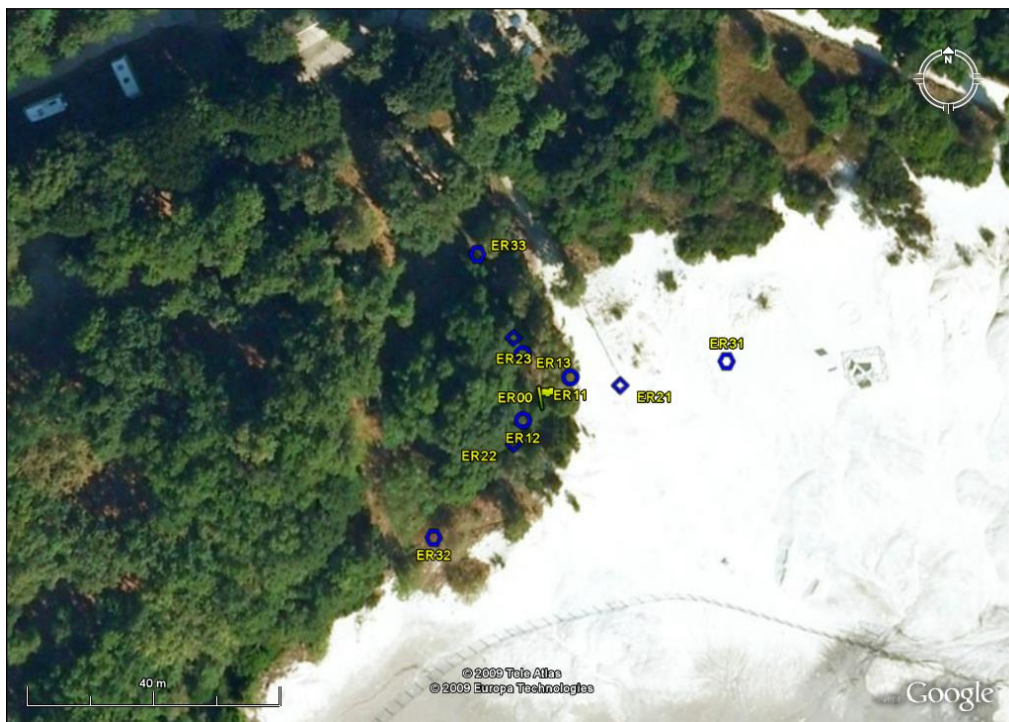
(b) Configurazione array B



(c) Configurazione array C



(d) Configurazione array D



(e) Configurazione array E

Fig. 3.3 Veduta delle 5 diverse configurazioni degli array installati al cratere Solfatara.

3.2. Array alla Grotta di Seiano

La campagna di acquisizione dei dati sismici alla Grotta di Seiano si è svolta il giorno 13 Dicembre del 2007. La strumentazione utilizzata per eseguire l'esperimento consisteva in 6 stazioni sismiche Lennartz MarsLite, 6 sensori Mark LE3Dlite a 3 componenti e risposta strumentale elettronicamente estesa a 1 Hz (fig. 3.4). L'intera strumentazione era alimentata da batterie di 12 V.

I parametri di acquisizione e le procedure di trasferimento e conversione sono gli stessi dell'esperimento descritto in precedenza.

I sensori installati nella Grotta di Seiano non sono stati sotterrati a causa della presenza di substrato rigido, mentre per la stazione installata nel Parco Virgiliano (VIR) il sismometro (fig. 3.4) è stato sotterrato in una buca di circa 20 cm. Le componenti orizzontali dei sensori sono orientate nella direzione N-S ed E-O, solo le coordinate della stazione VIR sono state ottenute tramite tecnologia GPS, a causa dell'impossibilità di ricezione dei satelliti all'interno di strutture. Le coordinate degli array sono state ricavate dopo un lavoro di ubicazione delle stazioni sul rilievo topografico digitale della grotta per poi riportarle su carta topografica.



Fig. 3.4 Strumentazione sismica

Nella Grotta di Seiano sono stati installati due array lineari (A e B) composti da 5 stazioni sismiche (SEI1 a SEI5) visibili in figura 3.5, la spaziatura tra le stazioni non è regolare, la configurazione A ha una lunghezza massima di 450 m, mentre la configurazione B ha una lunghezza massima di 150 m, nella tabella 3.2

sono riportate le distanze delle singole stazioni rispetto alla stazione di

riferimento SEI1.

Per ogni configurazione è stata acquisita circa 1 ora e mezzo di rumore sismico. Purtroppo per un problema di configurazione delle impostazioni dei parametri la componente E-O della stazione SEI2 non è stata acquisita (Damiano et al., 2008).

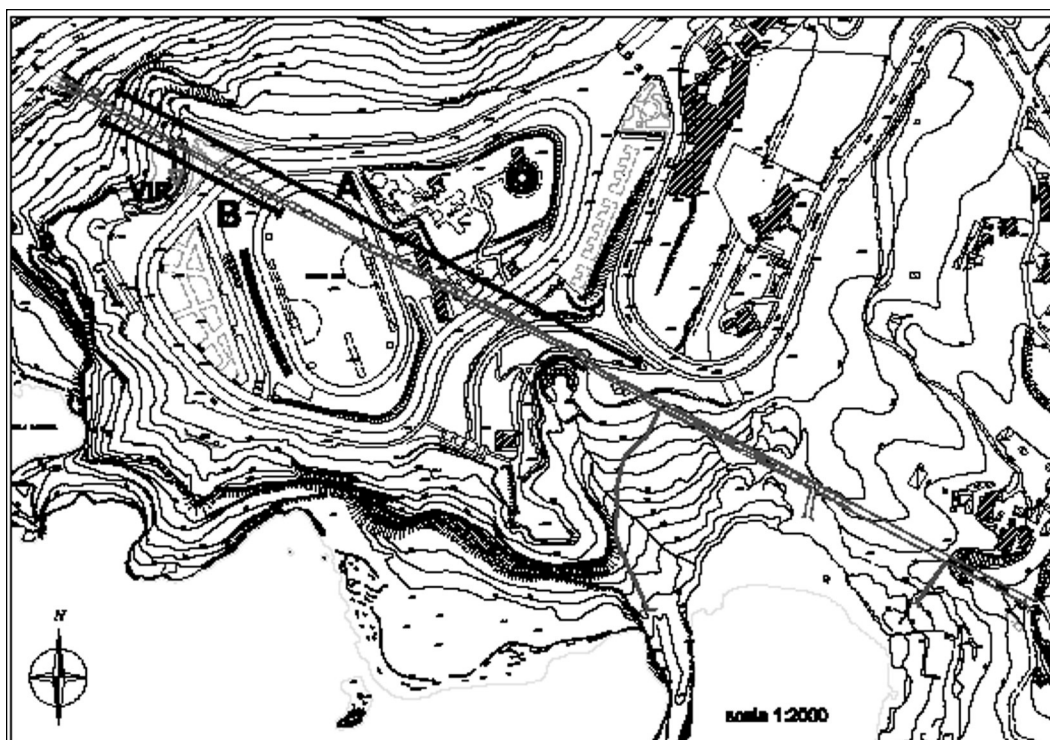


Fig. 3.5 Rilievo della Grotta di Seiano e visualizzazione delle configurazioni degli arrays A e B.

Stazione	Distanza (m)
Configurazione A	
SEI1	0
SEI2	70
SEI3	170
SEI4	300
SEI5	450
Configurazione B	
SEI1	0
SEI2	20
SEI3	50
SEI4	90
SEI5	150

Tabella 3.2 Configurazione degli array A e B installati presso la galleria di età romana.

3.3. Le stazioni di Quarto e Pozzuoli

I dati provenienti dalle stazioni fisse, oltre alle stazioni SFT e STH, riguardano due siti dei Campi Flegrei, in particolare Quarto e Pozzuoli (fig. 3.6). Nell'Aprile 2006 ho partecipato all'installazione di un sismometro da pozzo KS2000B della Geotech (fig. 3.7) a tre componenti ed a larga banda, in località Quarto, ubicato in un pozzo a circa 25 metri di profondità. I dati sono acquisiti con un passo di campionamento di 100 sps

nel formato mini-SEED previsto dall'acquisitore Quanterra e registrati su supporti tipo Hard Disk; in seguito li ho convertiti in formato SAC. Per un breve periodo di tempo compreso tra l'11 Gennaio e l'8 Febbraio 2007 è stato installato anche un sensore a larga banda KS2000 della Geotech in superficie allo stesso sito. L'acquisizione è stata effettuata in continuo con un passo di campionamento di 100 sps. Invece, la stazione DM24 è stata installata presso la marina militare di Pozzuoli e comprende due sensori a tre componenti, a corto periodo Lennartz LE3Dlite con risposta strumentale elettronicamente estesa a 1 Hz. Uno è stato installato in superficie mentre il secondo alla profondità di circa 18 metri nelle cisterne di raccolta di carburante della marina militare. I dati sono stati acquisiti con un passo di campionamento di 100 sps ed un fattore di scala di 8 μ Volt/count e convertiti nel formato SAC. In tabella 3.3 sono riportate le coordinate delle stazioni fisse acquisite con la tecnologia GPS.

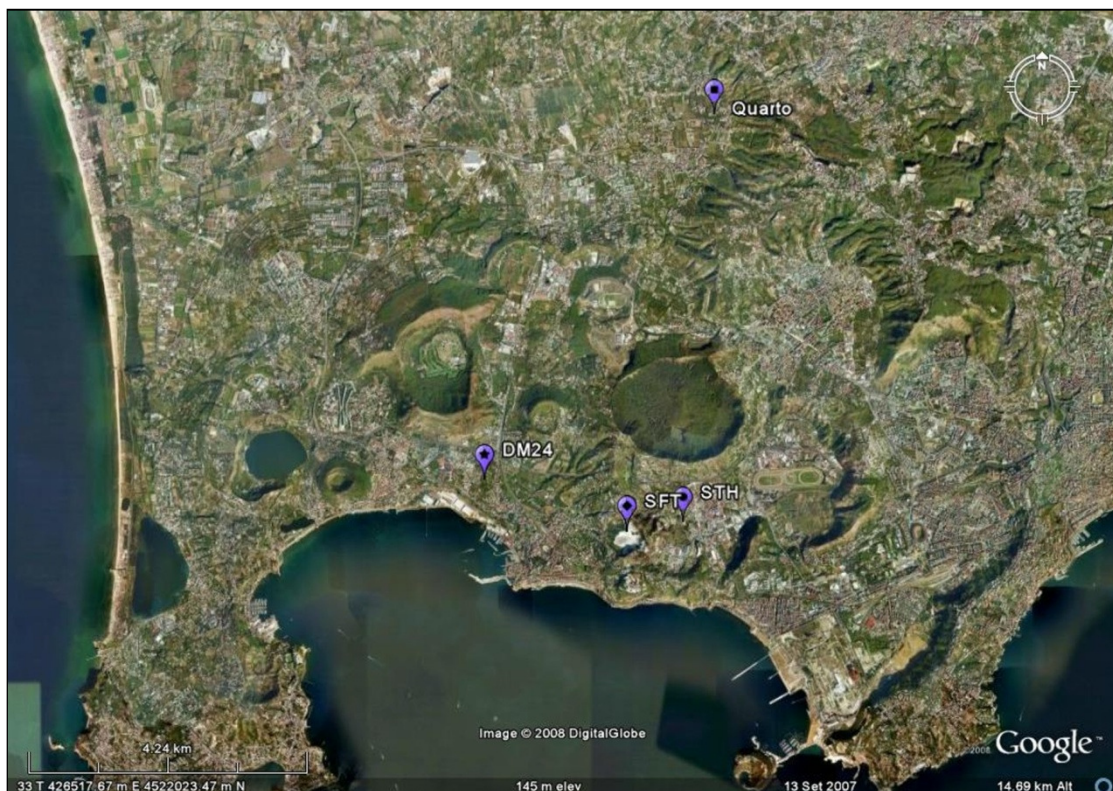


Fig. 3.6 Ubicazione stazioni fisse.

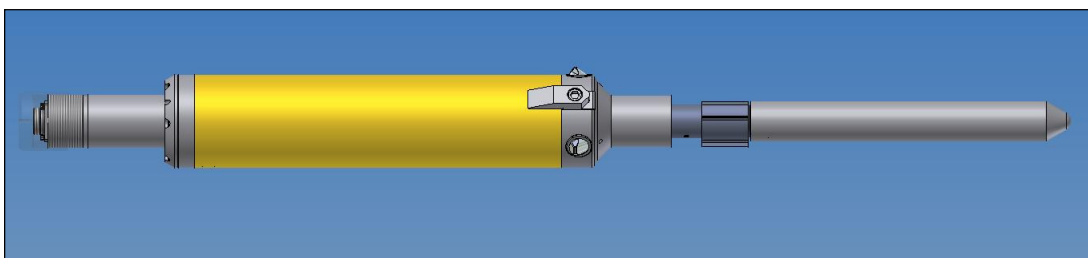


Fig. 3.7 Sismometro da pozzo.

Stazione	Latitudine N (gradi)	Longitudine E (gradi)
SFT	40.82850	14.1398
STH	40.82967	14.1500
QUARTO	40.88535	14.1556
DM24	40.83550	14.1141

Tabella 3.3 Coordinate delle stazioni fisse installate nella caldera dei Campi Flegrei.

4. Elaborazione dati. Risultati e Discussione

4.1. Analisi dell'RMS

Le registrazioni del rumore sismico sono state utilizzate per caratterizzare la propagazione del campo d'onda degli strati più superficiali in alcuni siti della caldera dei Campi Flegrei. Le prime analisi eseguite riguardano la caratterizzazione del rumore sismico tramite il calcolo dell'RMS (Root Mean Square) e l'analisi spettrale.

L'RMS è stato calcolato su dati acquisiti nell'arco di una settimana alle stazioni SFT, STH, TSFT, ad entrambe le stazioni di Quarto e di Pozzuoli. L'analisi è stata eseguita su finestre temporali di un'ora sul segnale grezzo e filtrato in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz. Queste bande di frequenza sono state scelte sulla base del contenuto spettrale del rumore.

4.1.1 Cratere della Solfatara

Nella figura 4.1 sono rappresentati i risultati ottenuti per le singole componenti delle stazioni SFT, STH e TSFT mentre in figura 4.2 è visualizzata la media sulle tre componenti agli stessi siti, ed in figura 4.3 il confronto delle ampiezze medie tra le stazioni SFT e STH normalizzate rispetto il valore massimo dell'ampiezza. Il periodo di analisi è compreso tra il 2 e l'8 aprile 2007, tranne che per la stazione TSFT che ha acquisito dal 2 fino al 4 Aprile 2007 a causa di una manomissione della stazione. Le immagini mettono in evidenza la periodicità dell'oscillazione delle ampiezze legata all'attività antropica con una netta diminuzione del rumore nelle ore notturne, ed una progressiva diminuzione nel fine settimana (fig. 4.1a, b, 4.2a, b). Invece, confrontando il valore di RMS alle stazioni SFT e STH, si nota che il livello del rumore di SFT, situata nella caldera della Solfatara, è circa 3-4 volte maggiore rispetto a quello di STH posta al di fuori del bordo della caldera; inoltre, sembra che la domenica alla Solfatara il livello del rumore abbia una minore diminuzione, probabilmente dovuta alla presenza dei turisti (fig. 4.3). Anche se il periodo analizzato è breve, una simile periodicità è mostrata anche alla stazione TSFT, situata sul bordo SE della caldera (fig. 4.1c, 2c).

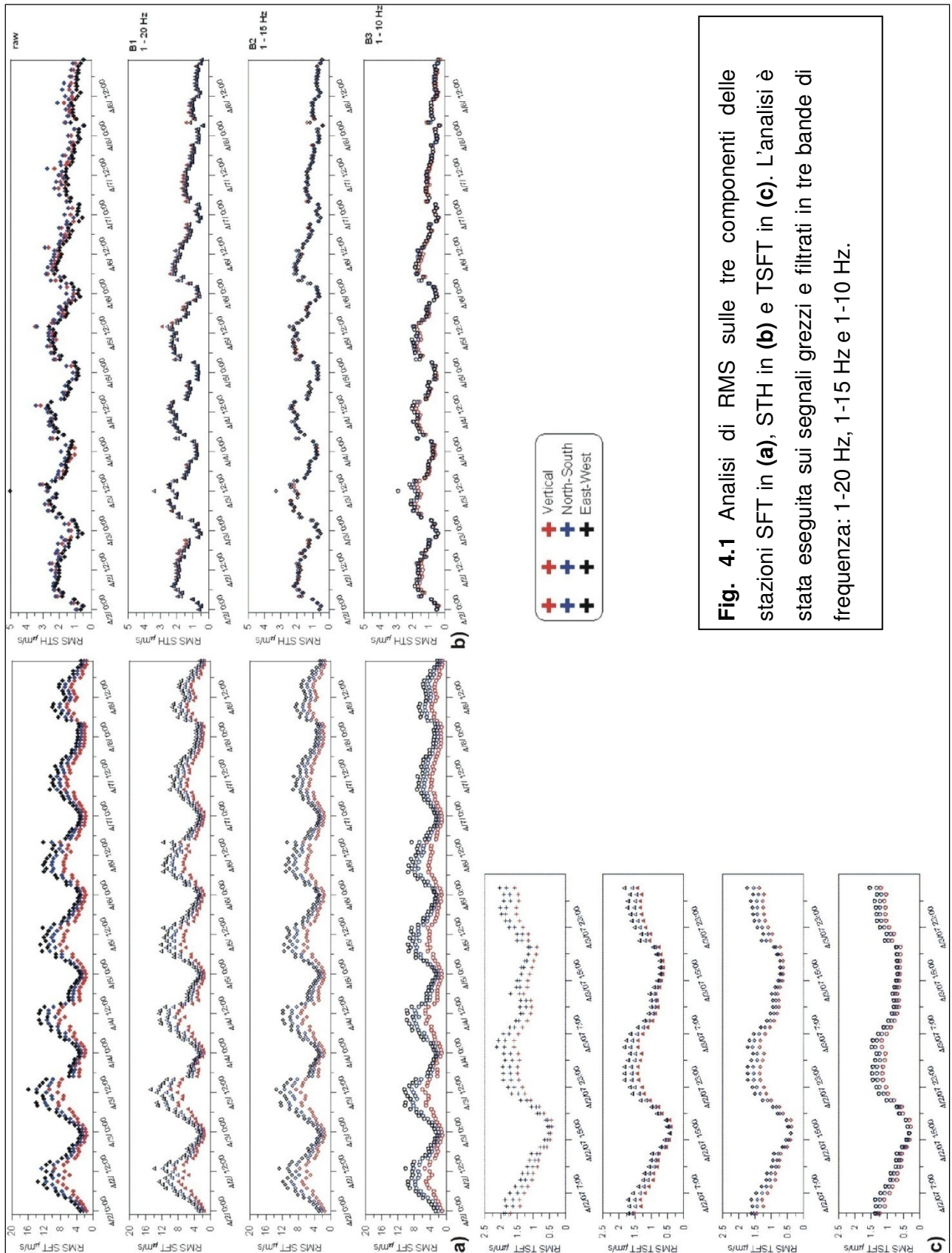


Fig. 4.1 Analisi di RMS sulle tre componenti delle stazioni SFT in (a), STH in (b) e TSFT in (c). L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

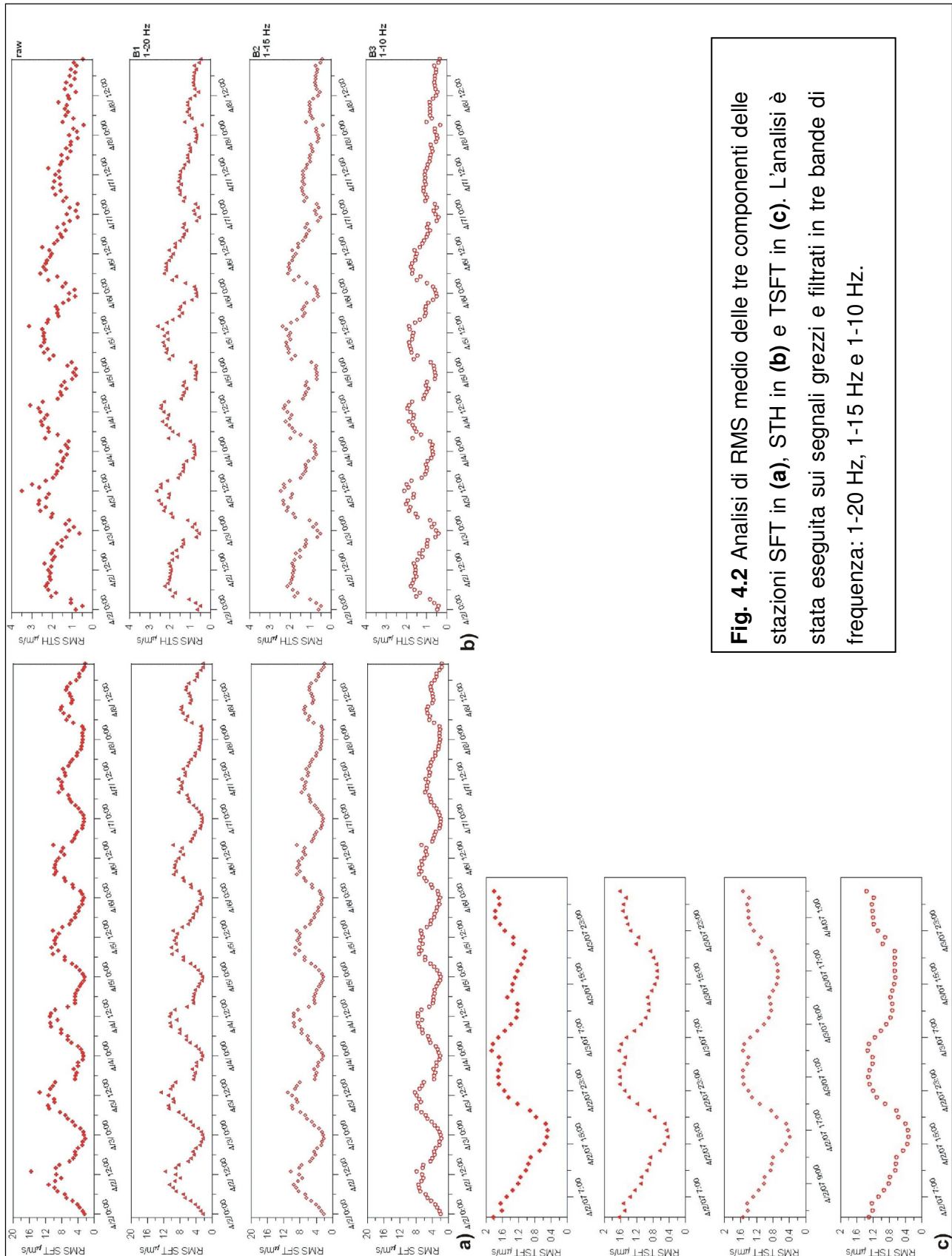


Fig. 4.2 Analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni SFT in **(a)**, STH in **(b)** e TSFT in **(c)**. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

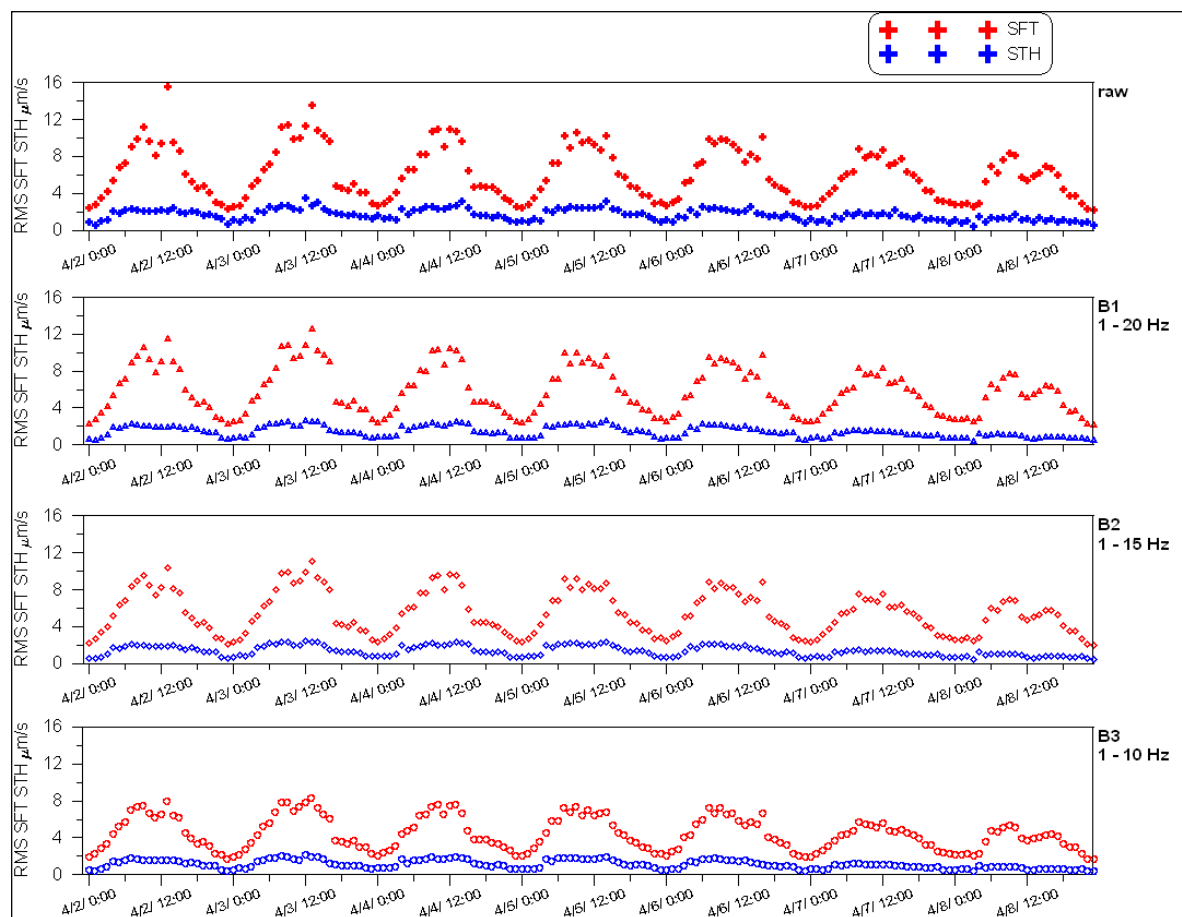


Fig. 4.3 Confronto dell'analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni SFT e STH. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

4.1.2 I siti di Quarto e Pozzuoli

Nella figura 4.4 sono rappresentati i risultati per le singole componenti della stazione installata in superficie ed alla profondità di 18 m al sito di Pozzuoli. La media sulle tre componenti è visualizzata in figura 4.5, mentre in figura 4.6 è raffigurato il confronto delle ampiezze registrate in superficie ed in profondità normalizzate rispetto il valore massimo di ampiezza. Nel periodo di analisi, compreso tra il 2 ed il 9 novembre 2006, si può notare come variano le ampiezze passando dalla domenica al lunedì (il 2 Novembre, giorno di inizio dell'analisi è giovedì) e giornalmente passando dalle ore diurne a quelle notturne (fig. 4.4, 4.5). Anche in questo caso l'andamento è legato all'attività antropica. Inoltre, è da notare la differenza di ampiezza tra superficie e profondità che varia fino a 5 volte con maggiore influenza delle alte frequenze in superficie (fig. 4.6).

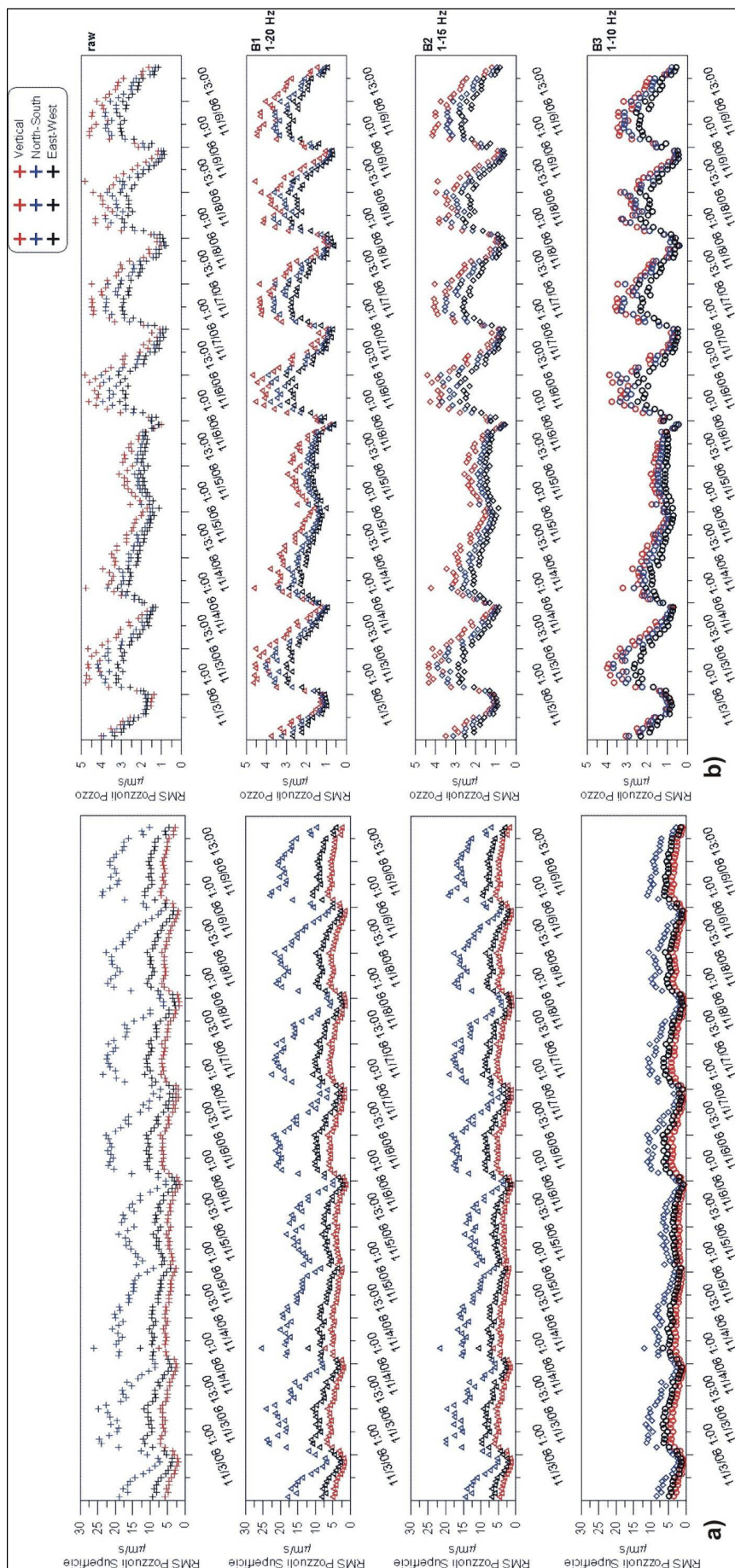


Fig. 4.4 Analisi di RMS delle tre componenti delle stazioni installate in superficie, in (a) ed in profondità, in (b) al sito di Pozzuoli. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

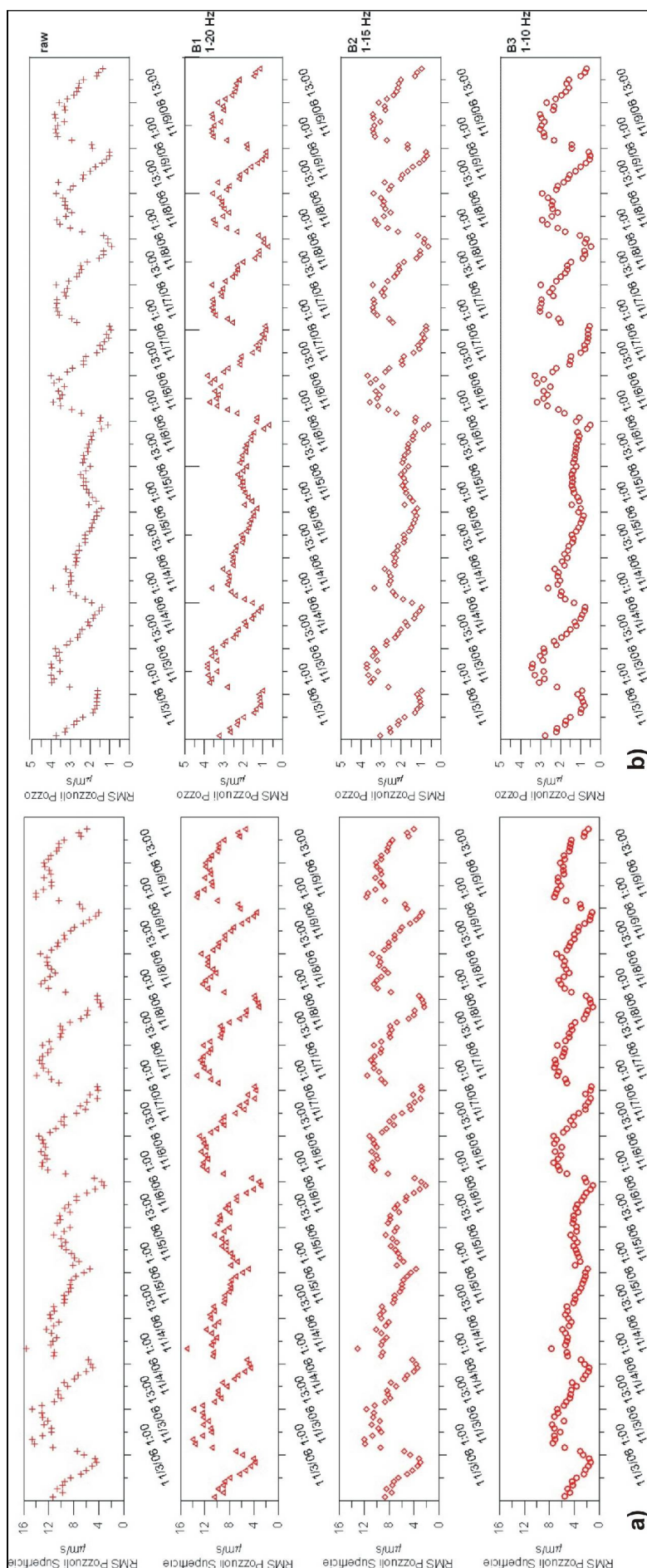


Fig. 4.5 Analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni installate in superficie, in (a) ed in profondità, in (b) al sito di Pozzuoli. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

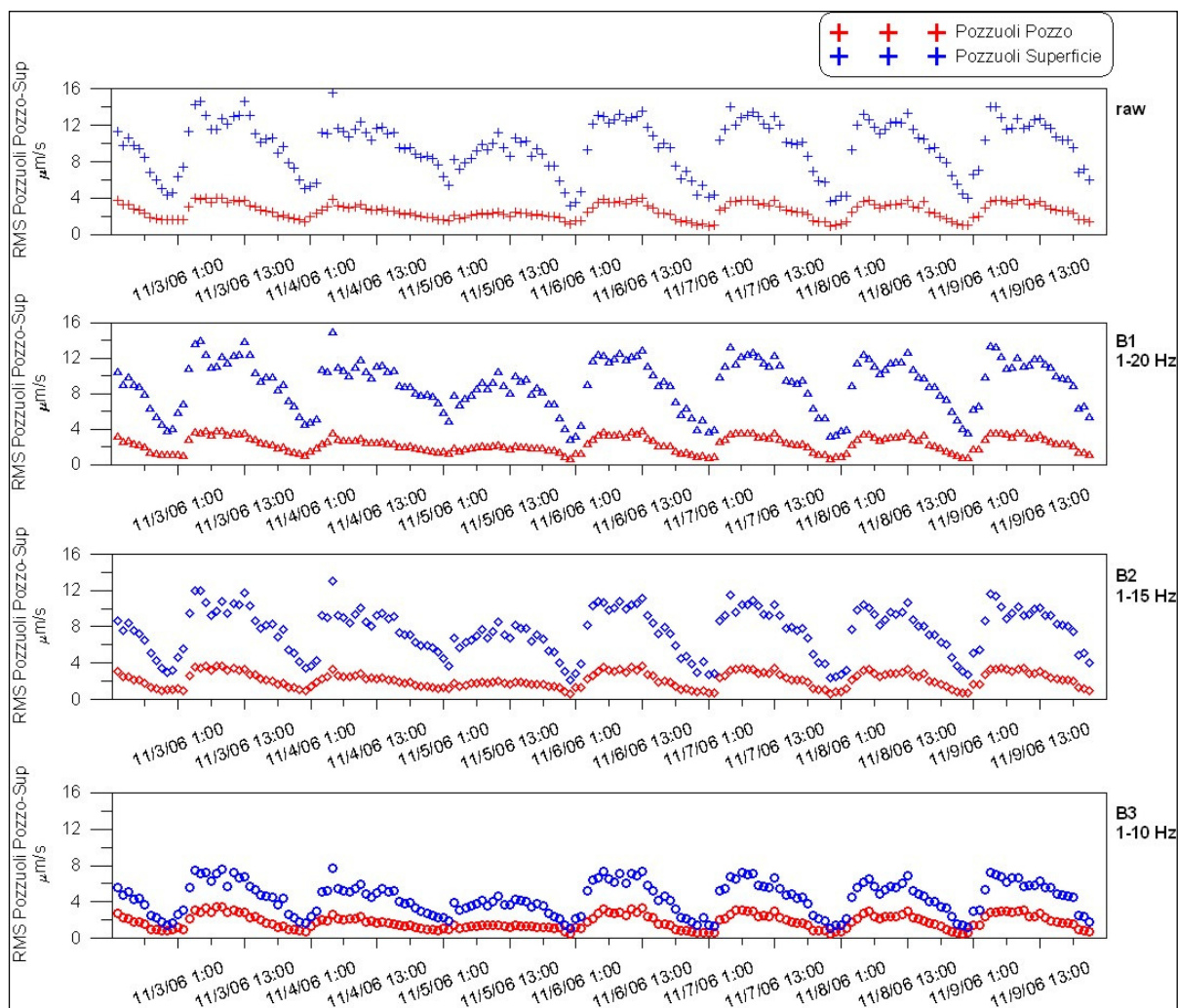


Fig. 4.6 Confronto dell'analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni in superficie ed in pozzo al sito di Pozzuoli. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

I risultati dell'analisi eseguita al sito di Quarto su segnali registrati in superficie ed in pozzo alla profondità di 25 m per un periodo compreso tra l'1 e il 7 febbraio 2007 sono mostrati nelle seguenti figure: le singole componenti sono mostrate in figura 4.7, i valori medi in figura 4.8, ed, infine, il confronto delle ampiezze registrate in superficie ed in profondità in figura 4.9. La periodicità delle oscillazioni delle ampiezze legate all'attività antropica si evidenzia anche in questo sito, sia quelle giornaliere che settimanali; è netta la differenza di ampiezza tra la domenica 4 febbraio ed il lunedì 5 febbraio (fig. 4.7, 4.8), così come la differenza tra superficie e profondità (fig. 4.9).

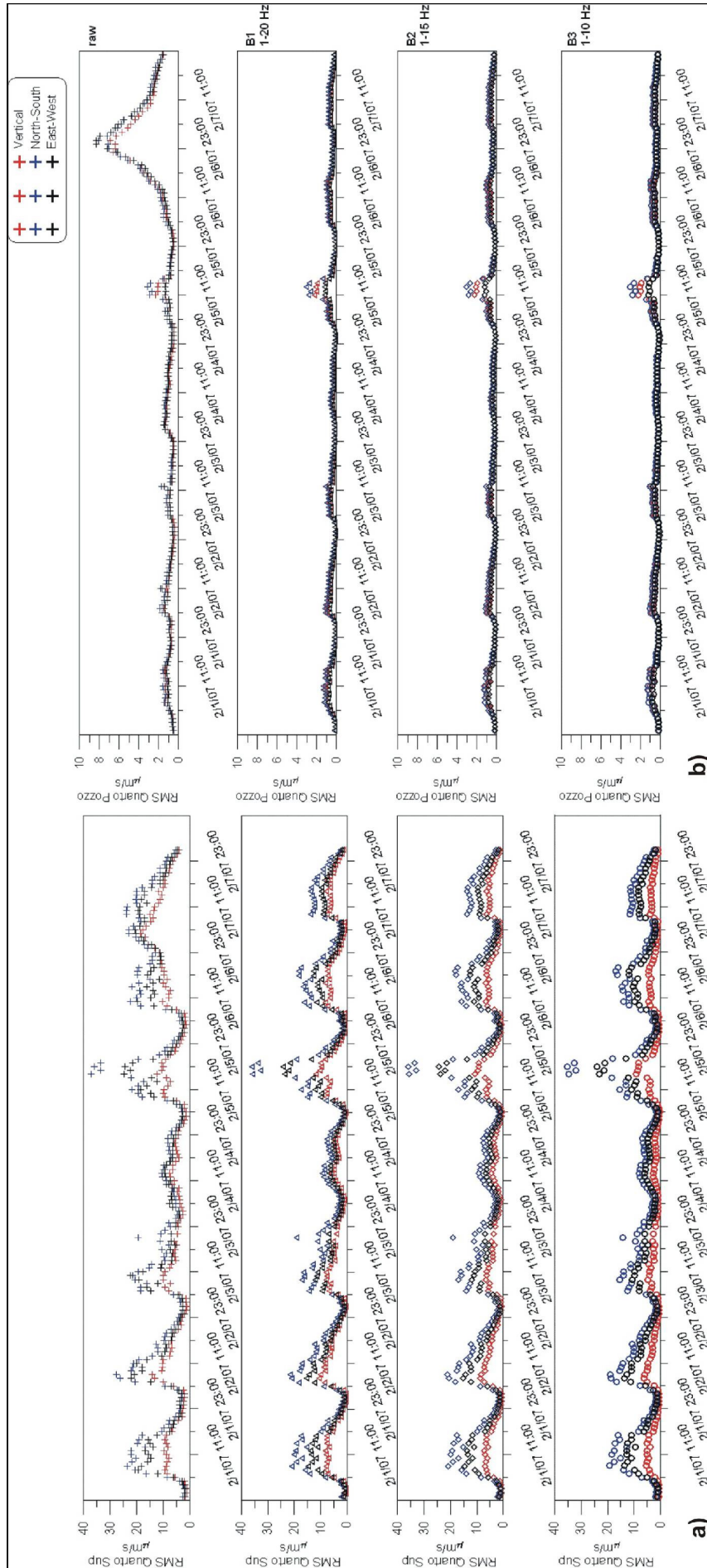


Fig. 4.7 Analisi di RMS delle tre componenti delle stazioni installate in superficie, in (a) ed in profondità, in (b) al sito di Quarto. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

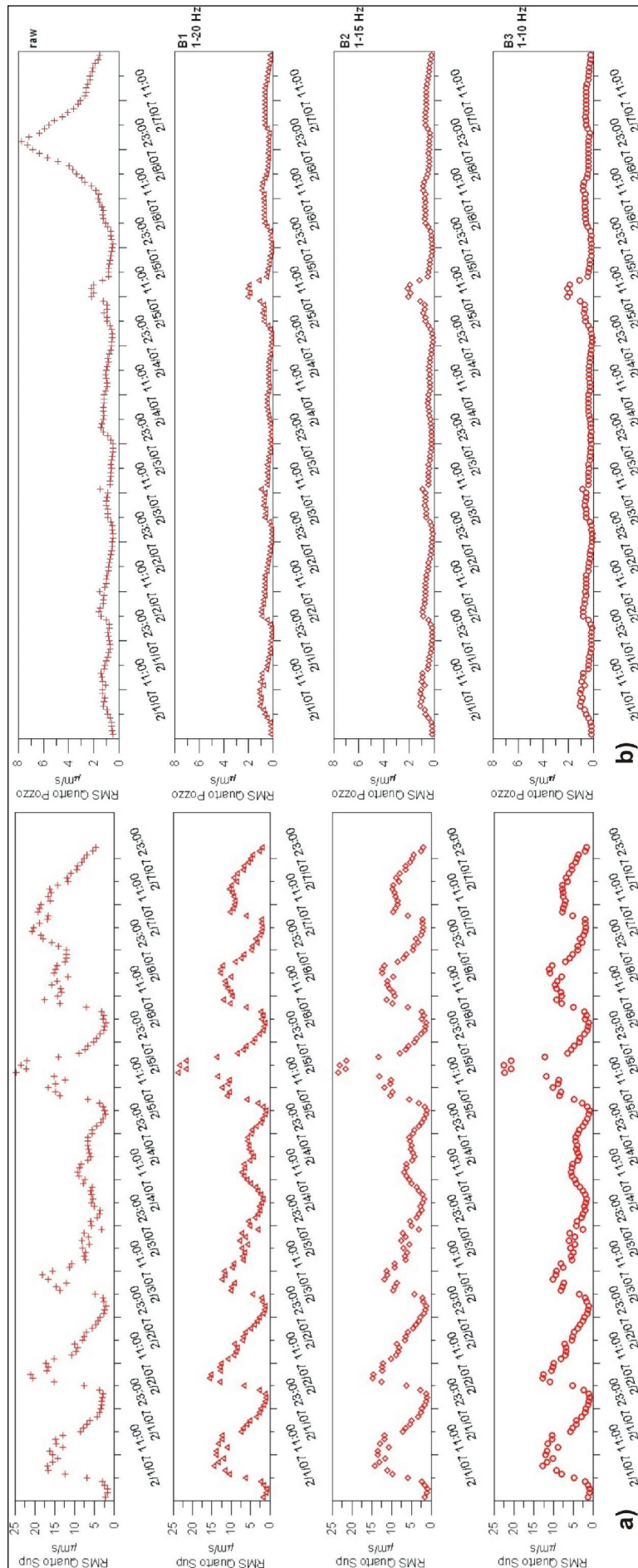


Fig. 4.8 Analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni installate in superficie, in **(a)** ed in profondità, in **(b)** al sito di Quarto. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

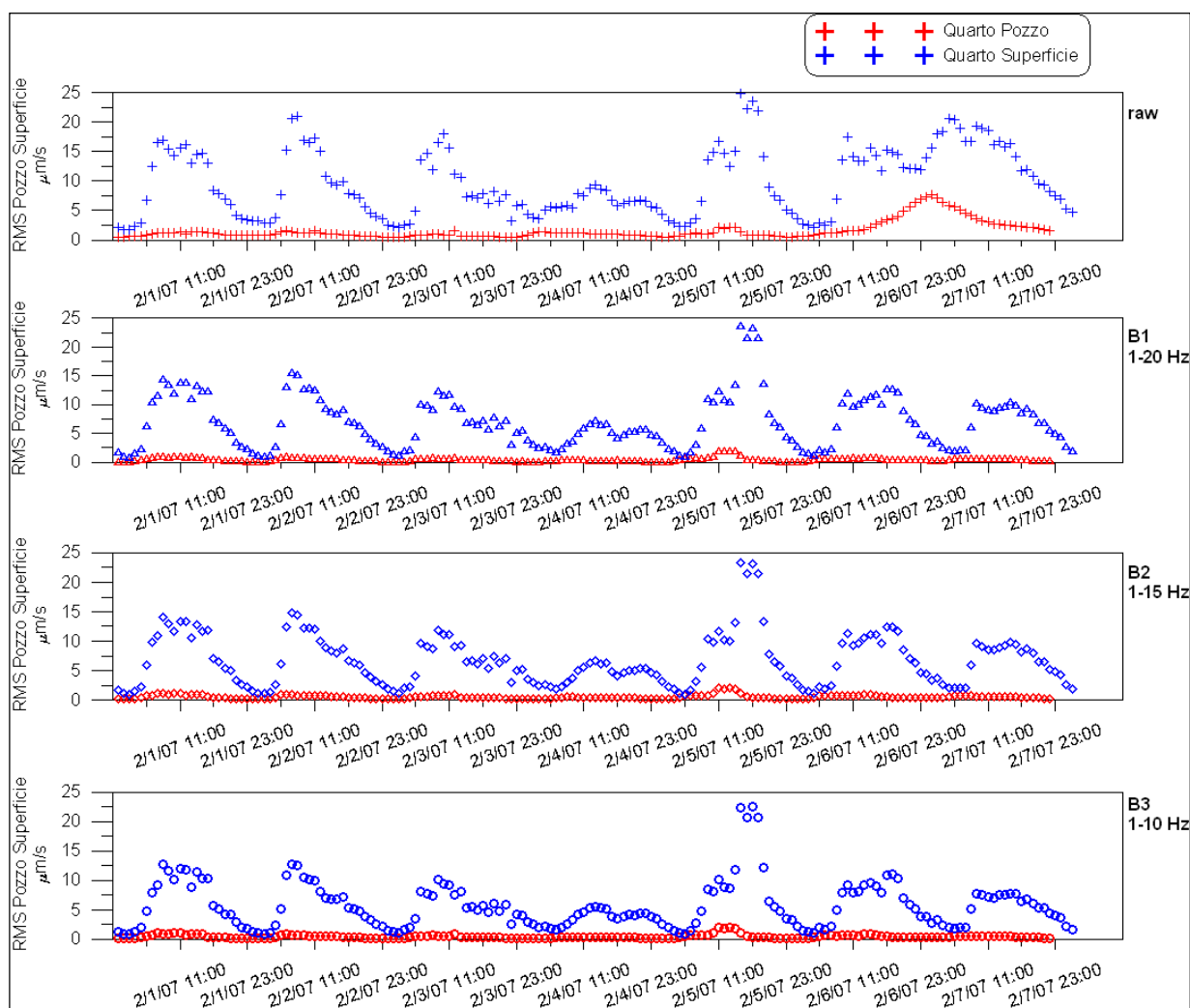


Fig. 4.9 Confronto dell'analisi di RMS medio delle tre componenti delle stazioni in superficie ed in pozzo al sito di Quarto. L'analisi è stata eseguita sui segnali grezzi e filtrati in tre bande di frequenza: 1-20 Hz, 1-15 Hz e 1-10 Hz.

4.2. Analisi spettrale

L'analisi spettrale è stata eseguita su almeno una settimana di dati acquisiti in continuo per tutte le stazioni. Per ogni finestra temporale di un'ora è stato calcolato lo spettro e lo spettrogramma del rumore sismico.

4.2.1 Cratere della Solfatara

Per la stazione SFT gli spettri medi orari sono stati utilizzati per costruire lo spettrogramma sulle 24 ore per le tre componenti (fig. 4.10). Osservando l'andamento giornaliero, si nota che le ampiezze spettrali maggiori sono concentrate nelle ore diurne

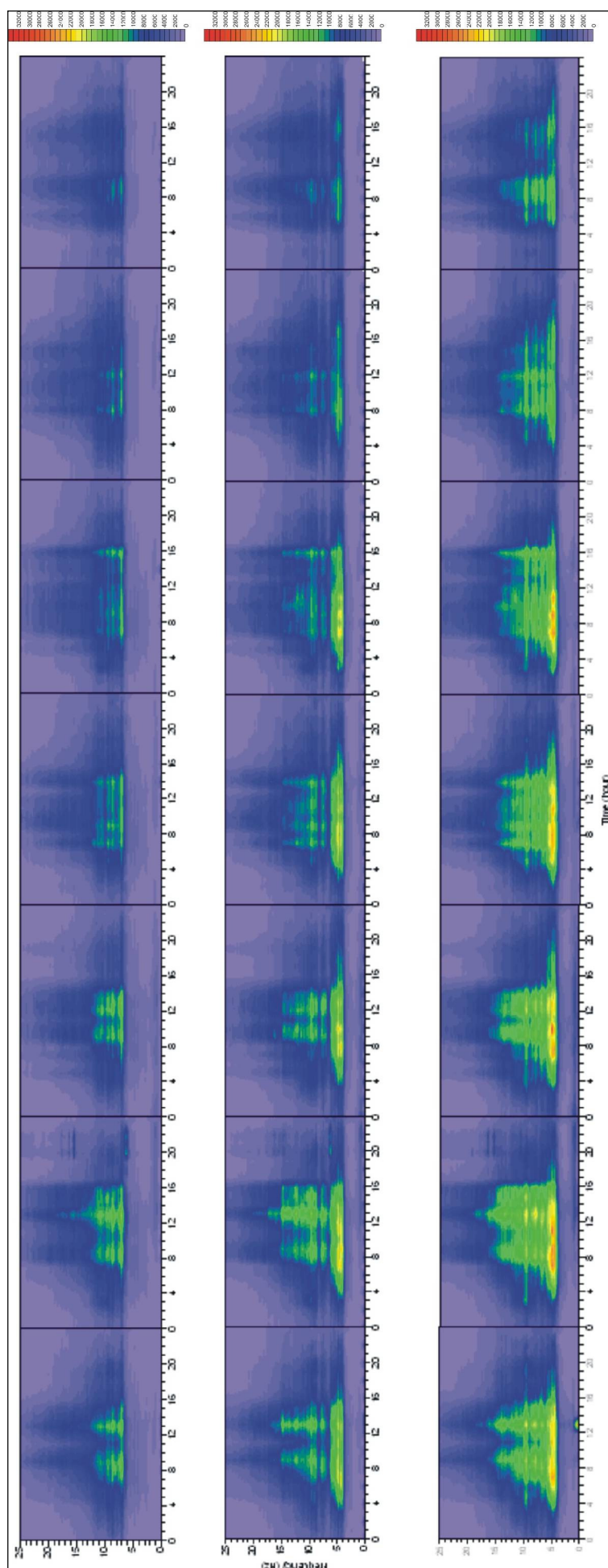


Fig. 4.10 SFT: analisi spettrale del rumore sismico nei gironi 02/04/2007 al 08/04/2007. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

e che le frequenze predominanti variano tra 5 e 15 Hz; intorno ai 5 Hz si osservano le maggiori ampiezze spettrali. La componente E-O mostra il maggiore contenuto di energia. Inoltre, le ampiezze spettrali diminuiscono il sabato e la domenica.

L'analisi spettrale è stata eseguita anche sulle stazioni centrali delle configurazioni di array installate nel cratere della Solfatara. Nelle figure da 4.11 a 4.15 sono rappresentati gli spettri e gli spettrogrammi calcolati su un'ora di segnale grezzo e filtrato in una banda di frequenza < 10 Hz per le stazioni AR00, BR00, CR00, DR00 e ER00. E' evidente la presenza di rumore ad alta frequenza (> 10 Hz) dovuta alla presenza di numerosi turisti, anche se le registrazioni all'array B mostrano un picco di bassa frequenza (< 1 Hz) dovuto al forte vento presente durante il giorno di registrazione, ed un picco ad alta frequenza a circa 28 Hz probabilmente dovuto alle vibrazioni del vento indotto su alcuni oggetti situati vicino le stazioni. Invece, sui segnali filtrati registrati alla stazione AR00 (fig. 4.11), installata approssimativamente al centro del cratere, si nota un picco sulla componente verticale a circa 8 Hz ed un massimo a circa 5 Hz sulle componenti orizzontali. Lo stesso andamento è osservato alla stazione BR00 (fig. 4.12) localizzata nella zona della fangaia. La stazione CR00, localizzata nell'area più a nord della caldera, mostra un maggiore contenuto in alte frequenze, il principale picco spettrale sulla componente verticale è a 10 Hz, mentre i picchi sulle componenti orizzontali appaiono tra 5 e 10 Hz (fig. 4.13). Nella parte più a est, vicino al campo di fumarole, i picchi spettrali a 2 e 8 Hz sono osservati nelle registrazioni della stazione DR00 (fig. 4.14). Infine, la stazione ER00, localizzata a ovest del cratere, mostra picchi di ampiezza diffusi nella banda di 5-10 Hz (fig. 4.15).

Le stazioni TSFT e STH situate ai bordi della Solfatara sono caratterizzate da un contenuto spettrale più basso, compreso, principalmente, tra 1 e 10 Hz; per la stazione TSFT (fig. 4.16), i picchi principali evidenziati sui segnali filtrati in una banda di frequenza < 10 Hz si hanno ad 1 e 2.5 Hz. Invece, la stazione STH mostra un picco principale a circa 8 Hz ed uno a bassa frequenza, a circa 1 Hz (fig. 4.17). Eseguendo l'analisi su una settimana di dati è possibile notare la variazione del contenuto spettrale tra ore diurne e notturne, mentre non si evidenzia la periodicità tra giorni festivi e feriali, probabilmente dovuto al sito di installazione, il Tennis Hotel, in cui la presenza di turisti aumenta proprio durante il fine settimana.

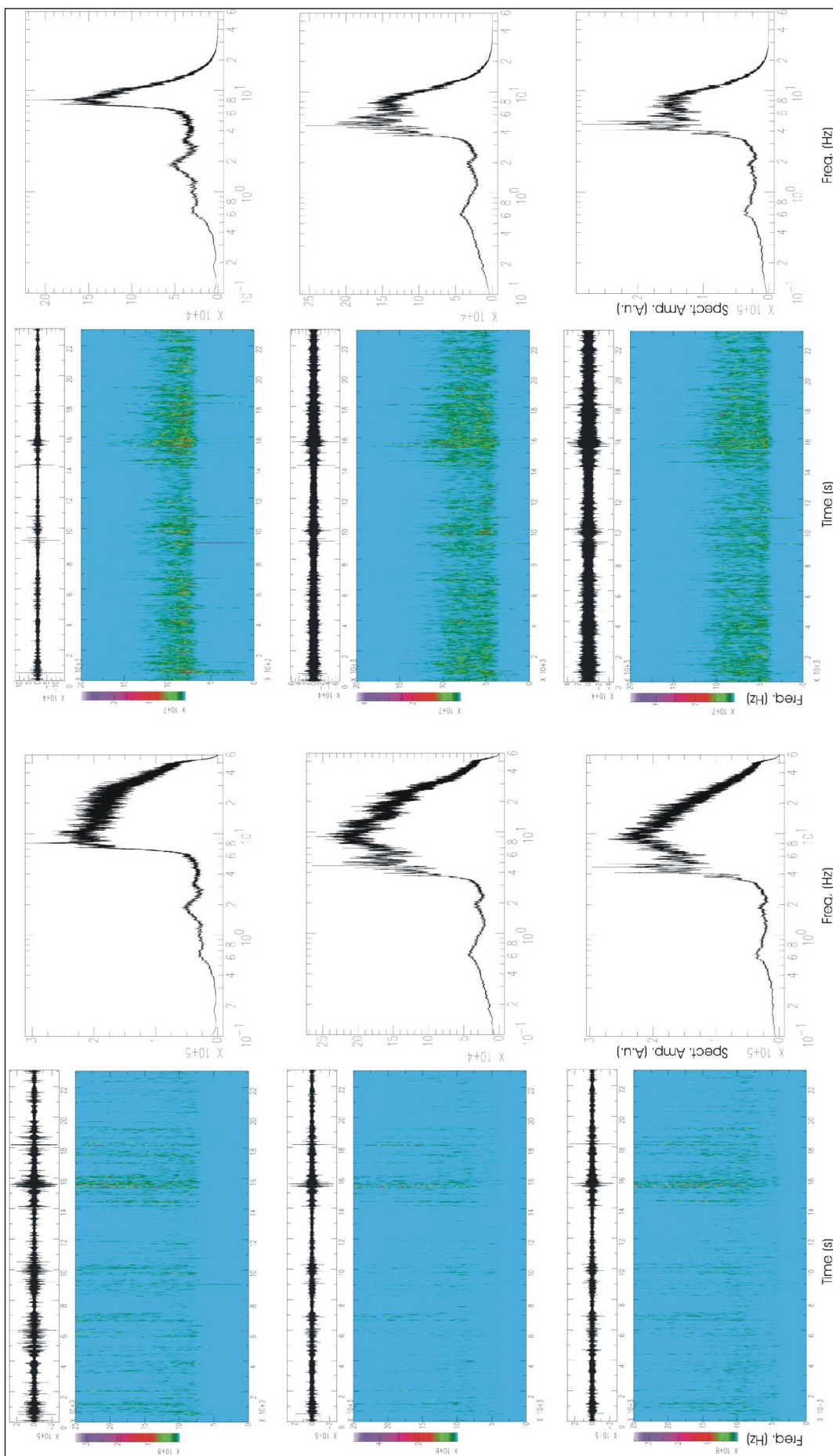


Fig. 4.11 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione AR00. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma non filtrato, lo spettro non filtrato, lo spettrogramma filtrato e lo spettro filtrato.

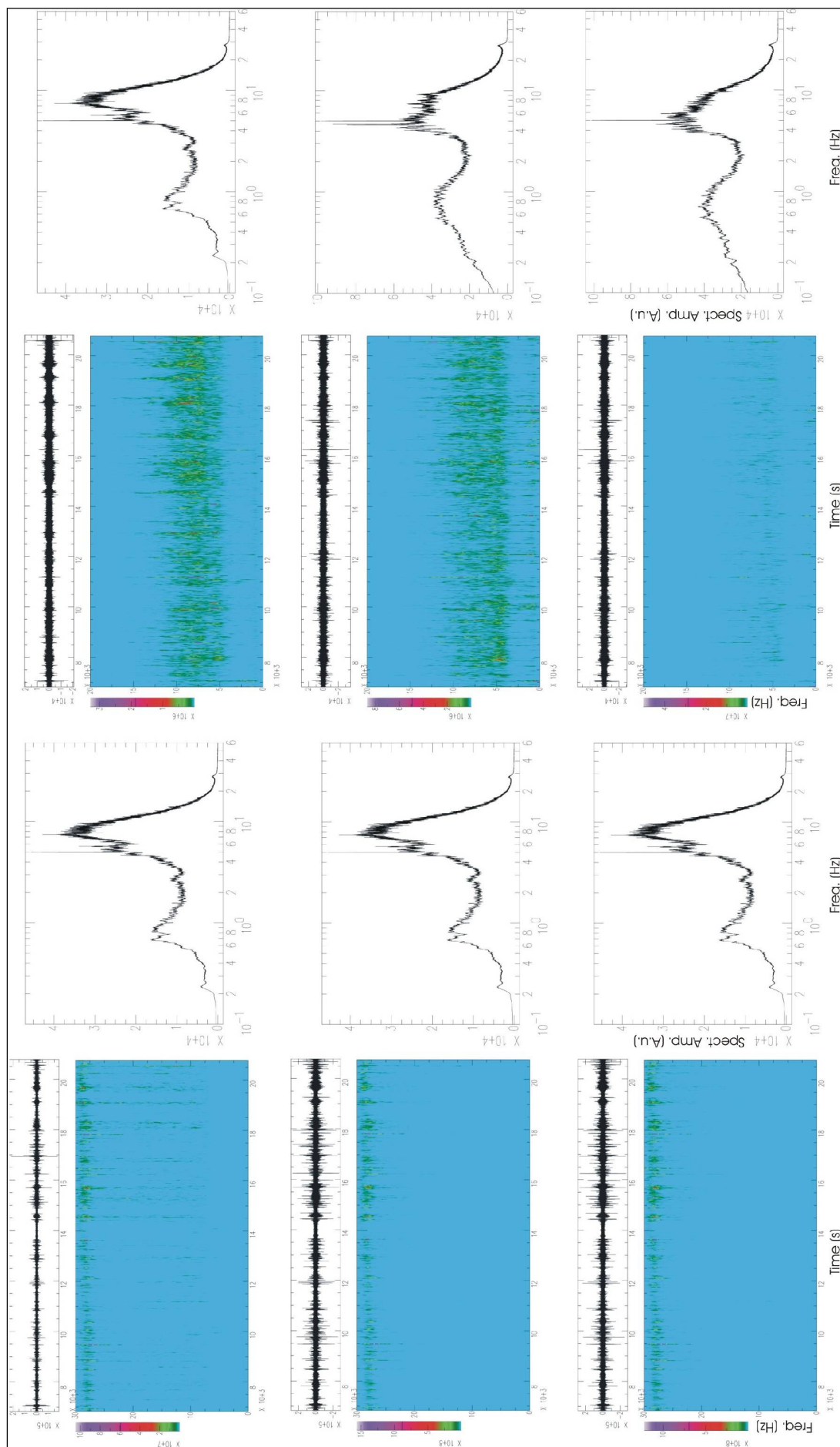


Fig. 4.12 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione BR00. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma non filtrato, lo spettro non filtrato, lo spettrogramma filtrato e lo spettro filtrato

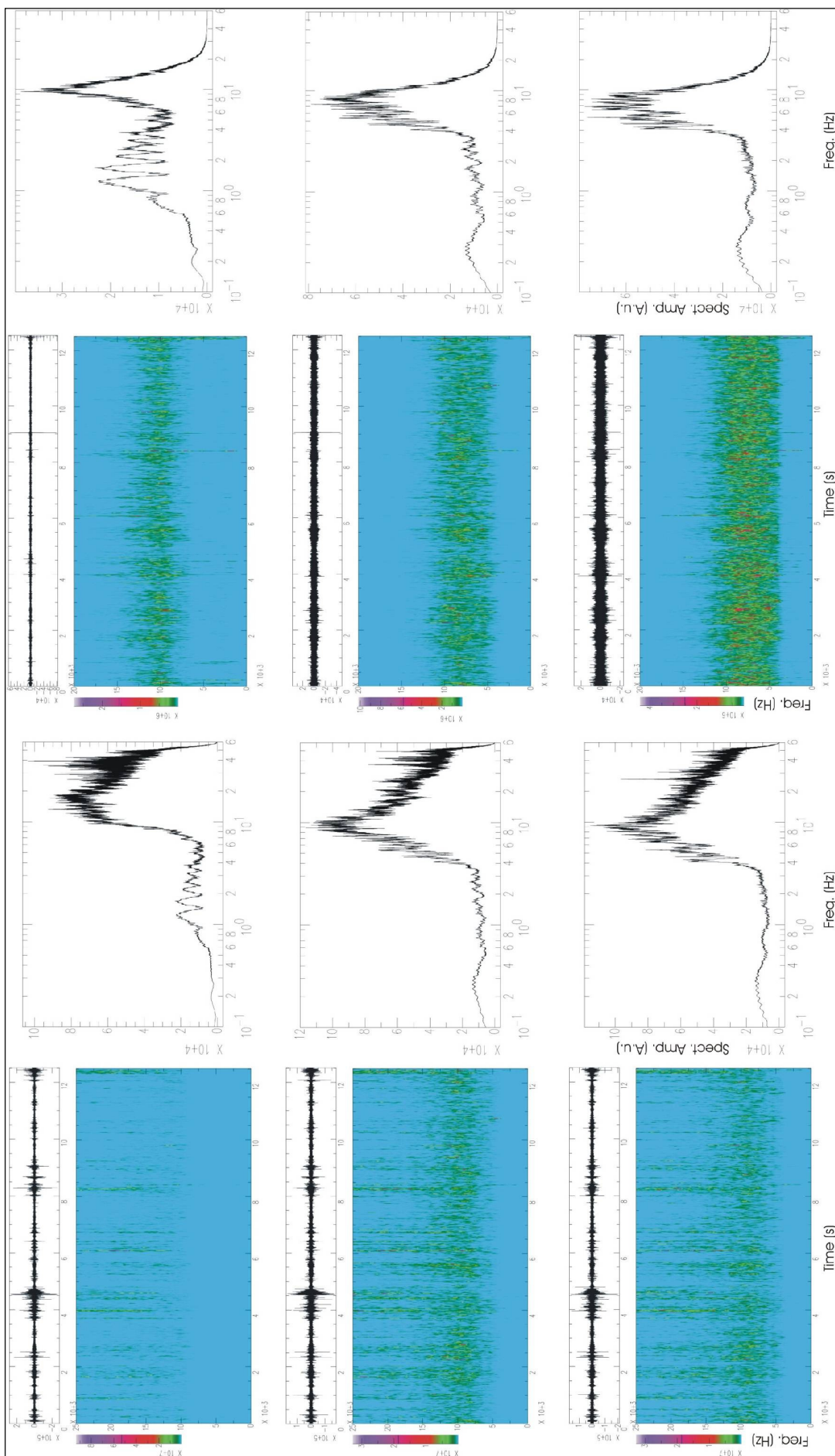


Fig. 4.13 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione CR00. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma non filtrato, lo spettro non filtrato, lo spettrogramma filtrato e lo spettro filtrato.

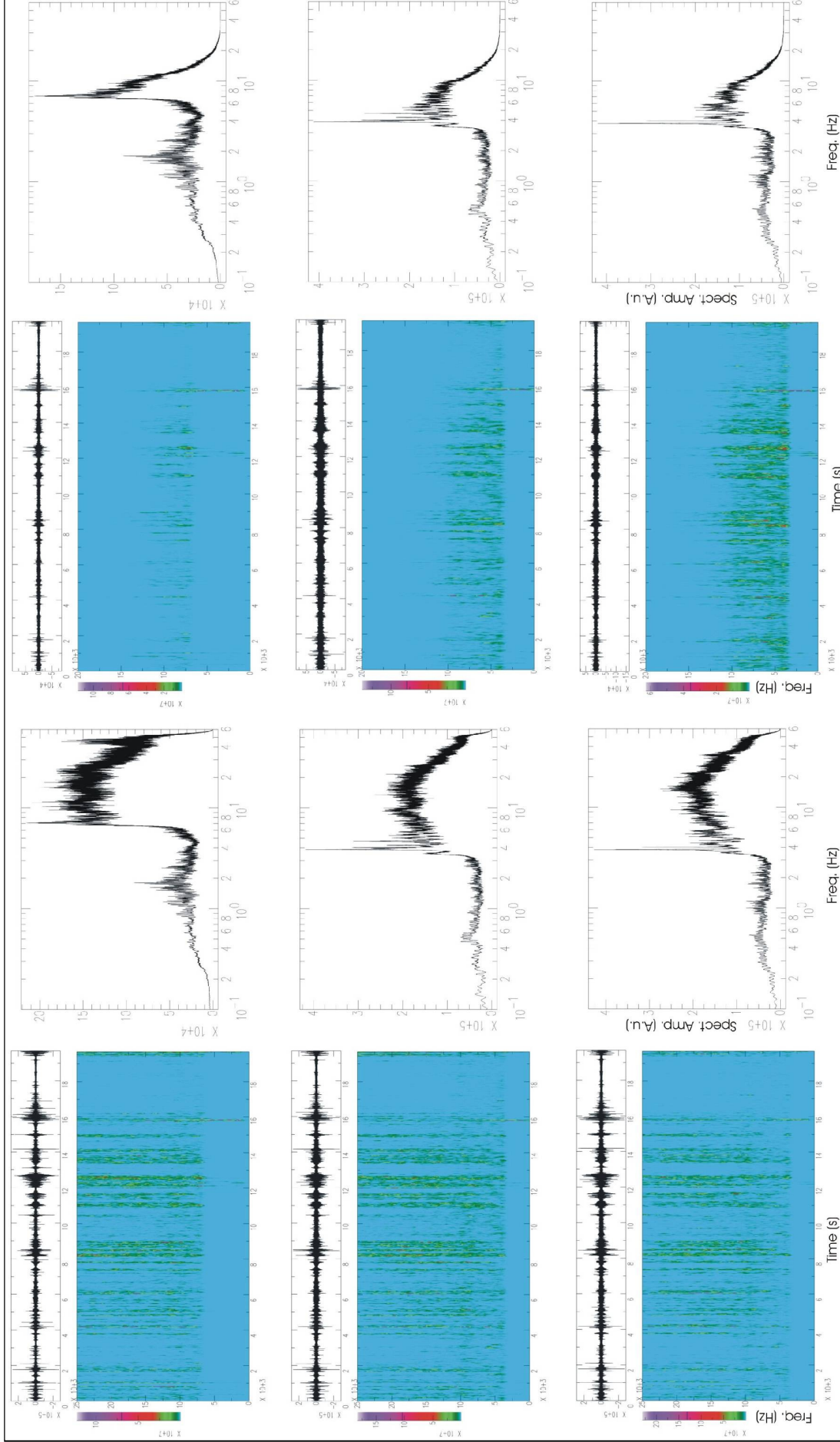


Fig. 4.14 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione DR00. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma non filtrato, lo spettro non filtrato, lo spettrogramma filtrato e lo spettro filtrato.

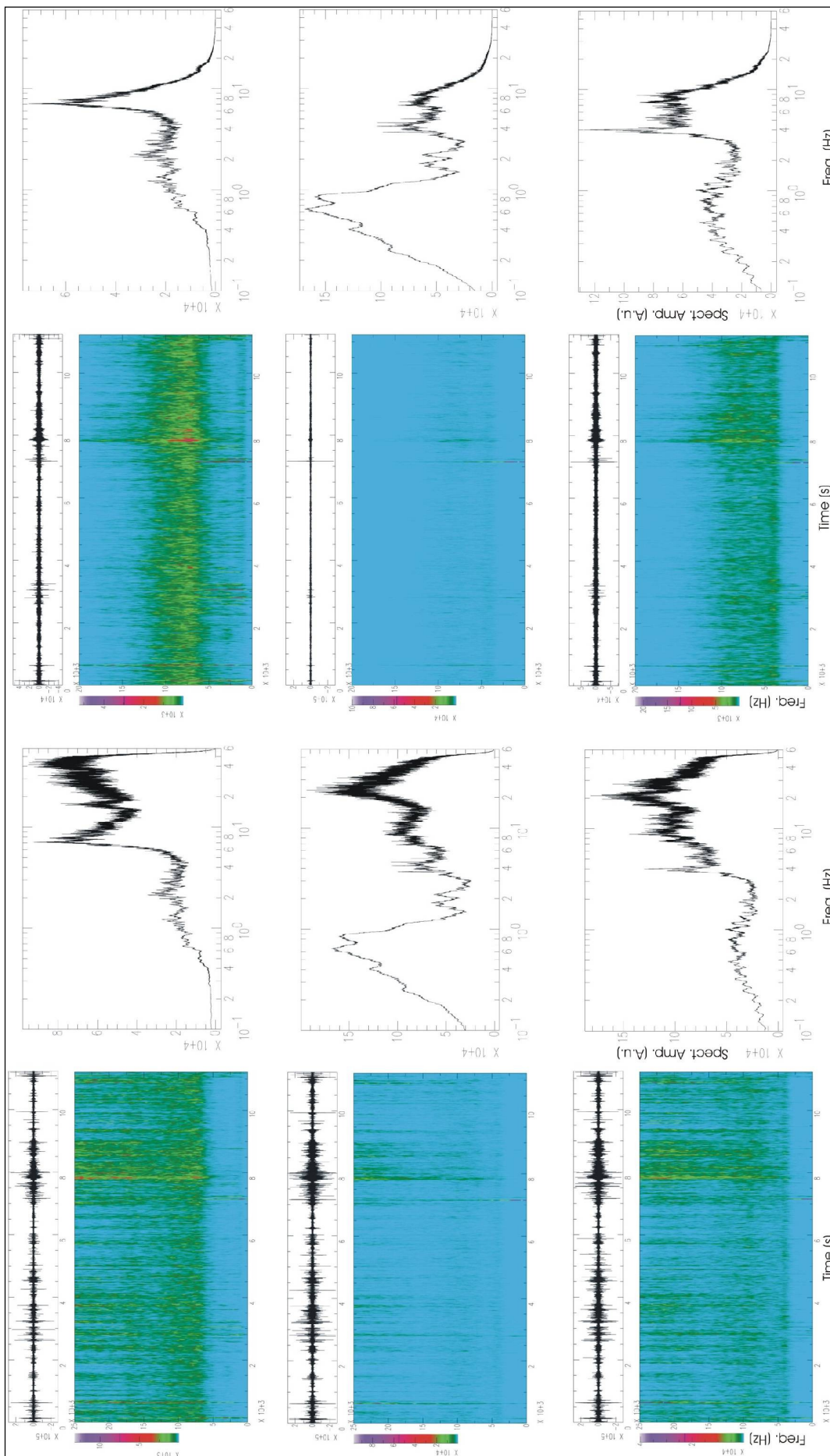


Fig. 4.15 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione ER00. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma non filtrato, lo spettrogramma filtrato e lo spettro filtrato.

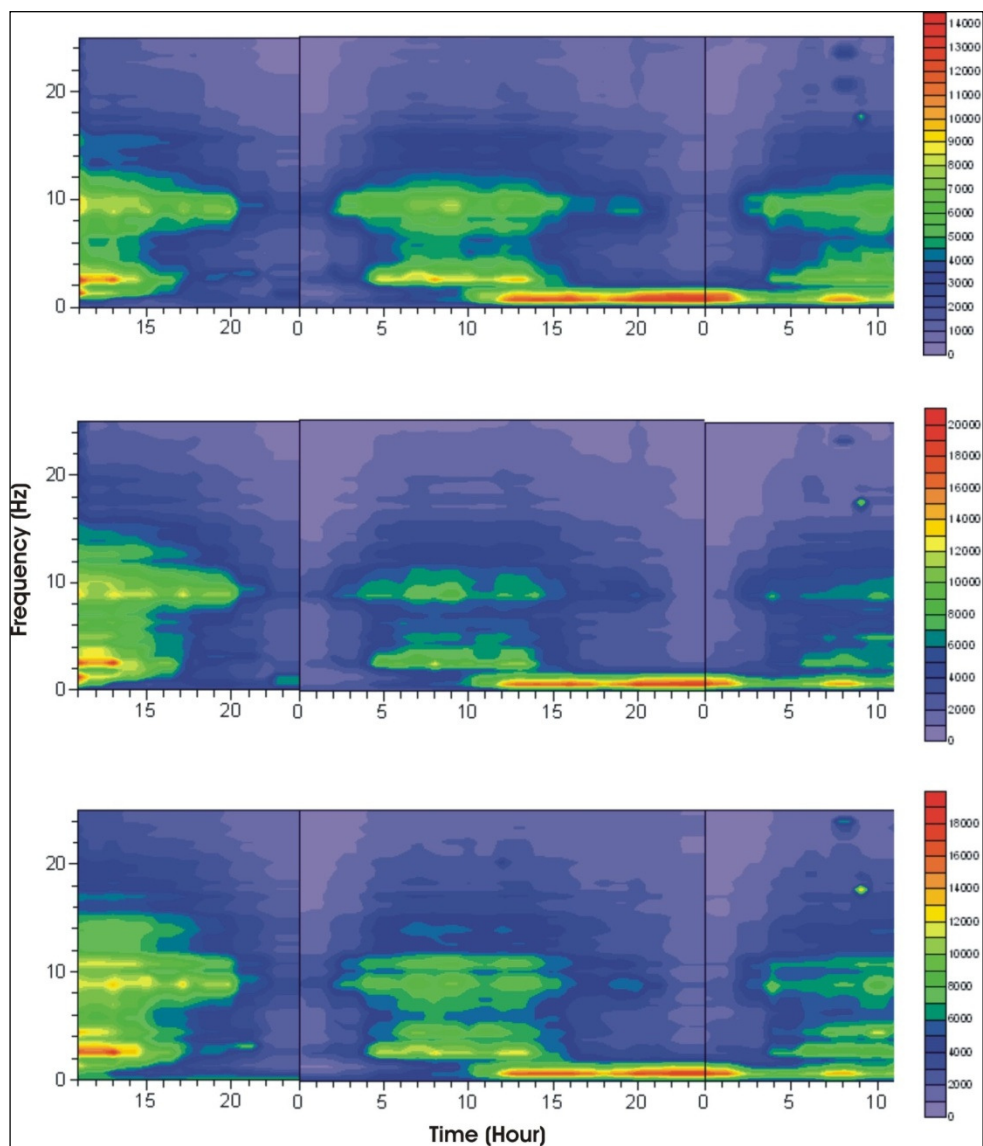


Fig. 4.16 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione TSFT per un periodo complessivo di due giorni (dal 02/04/2007 h 11,00 al 04/04/2007 h 12,00). Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

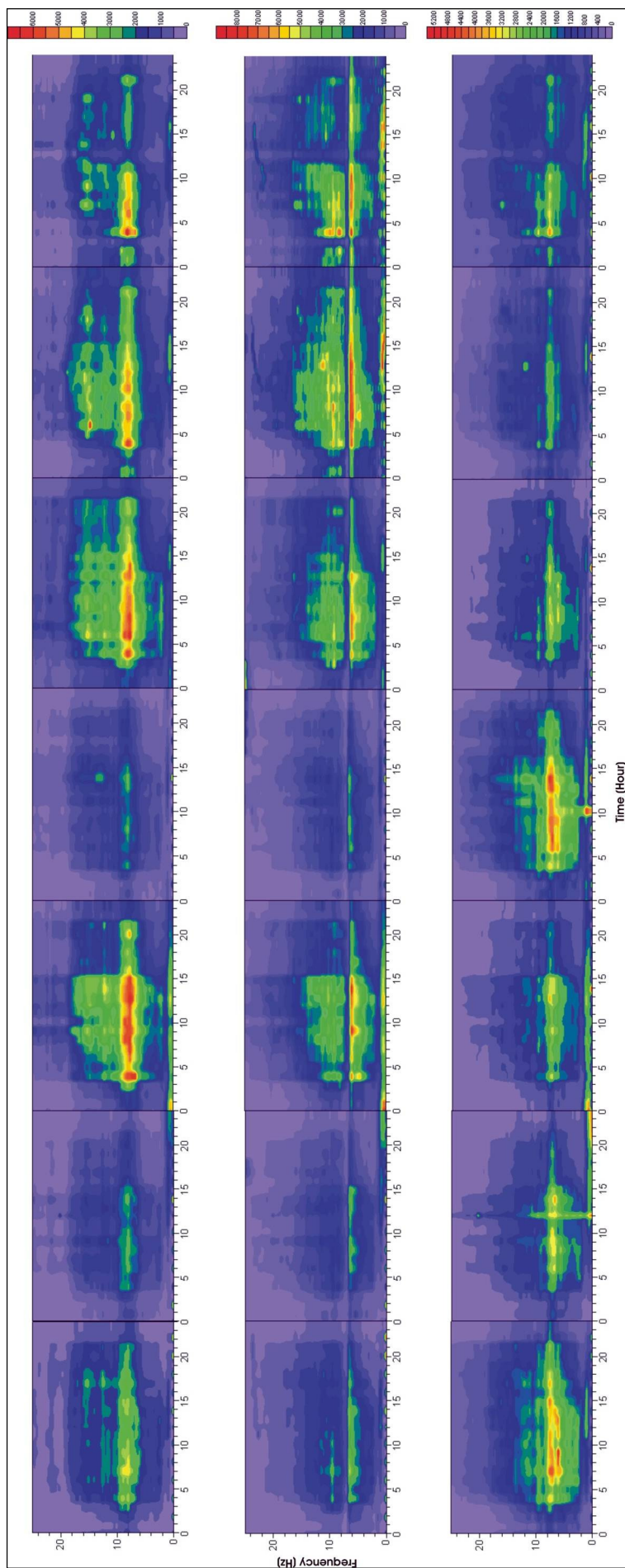


Fig. 4.17 STH: analisi spettrale del rumore sismico nei gironi 02/04/2007 al 08/04/2008. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

4.2.2 I siti di Quarto e Pozzuoli

Al sito di Pozzuoli l'analisi è stata eseguita sempre su un periodo temporale di una settimana da cui si evince l'esistenza di un picco costantemente presente nella banda di frequenza 10-20 Hz e di un altro picco minore di 2 Hz sia sulle registrazioni in superficie (fig. 4.18) che in profondità (fig. 4.19), con la differenza che il picco di bassa frequenza è più accentuato nei dati profondi, mentre quello ad alta frequenza si riscontra maggiormente in superficie. Così come al sito di Quarto le analisi eseguite su un periodo temporale di una settimana mostra picchi spettrali che ricadono nella banda di frequenza di 10-20 Hz e minore di 2 Hz nel caso di registrazioni al sismometro posizionato in superficie (fig. 4.20), mentre per quello in profondità (fig. 4.21) le frequenze evidenziate sono minori di 2 Hz e tra 2 e 8 Hz. Non si nota una variazione giornaliera o settimanale legata ad attività antropiche ma la prevalenza di basse frequenze durante il periodo di analisi, in particolare nei dati da pozzo.

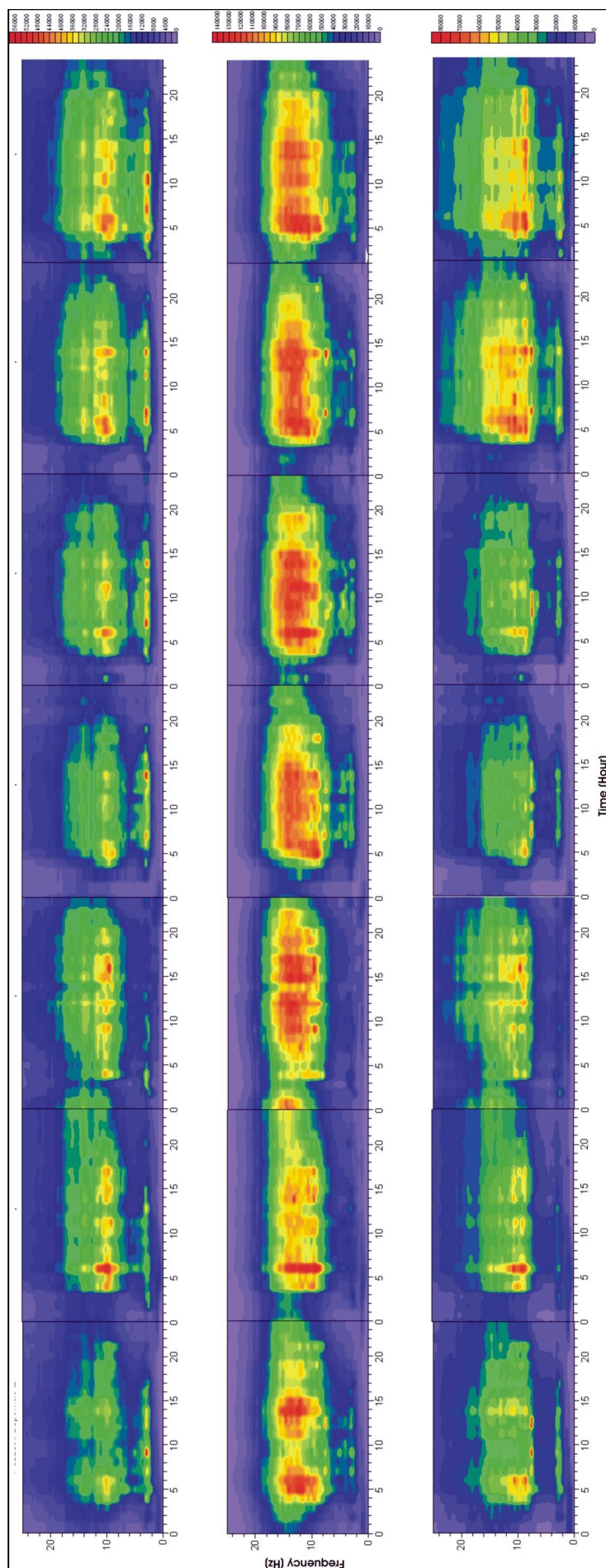


Fig. 4.18 Pozzuoli: analisi spettrale del rumore sismico in superficie nei gironi 03/11/2006 al 09/11/2009. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

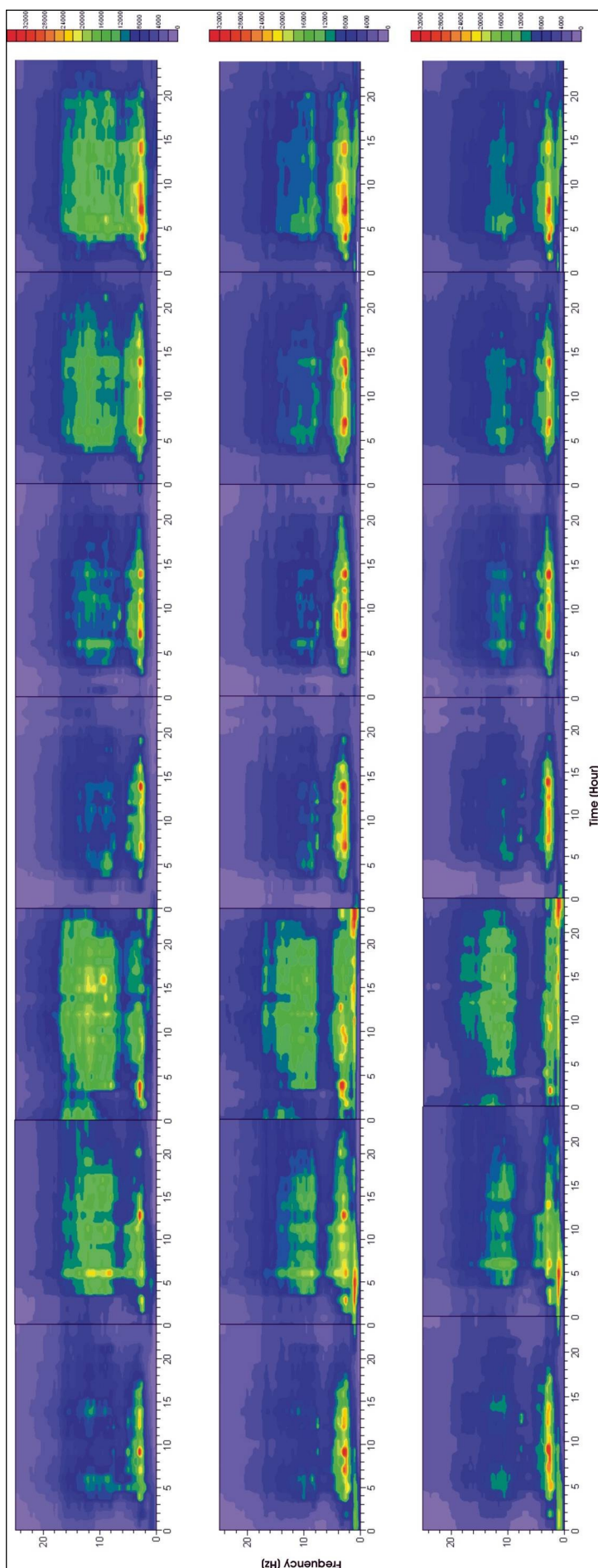


Fig. 4.19 Pozzuoli: analisi spettrale del rumore sismico registrato a circa 18 metri di profondità nei gironi 03/11/2006 al 09/11/2009. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

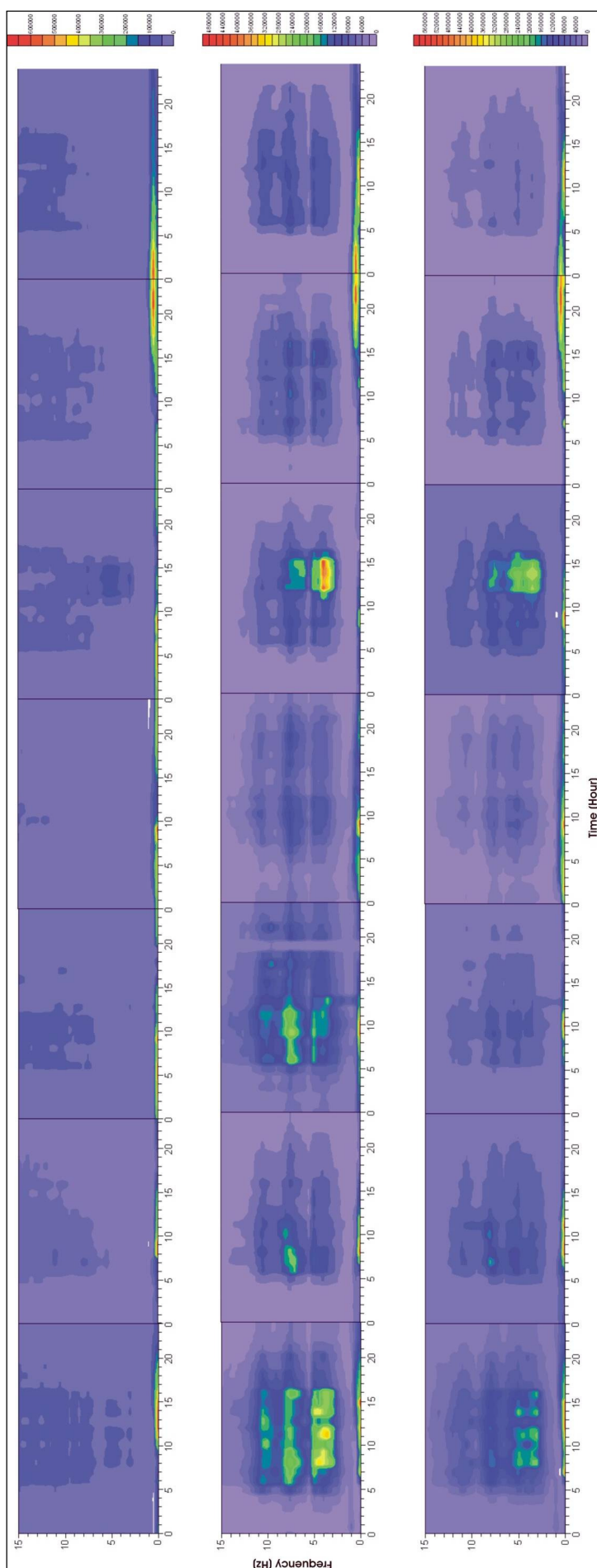


Fig. 4.20 Quarto: analisi spettrale del rumore sismico registrato in superficie nei gironi 01/02/2007 al 07/02/2007. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

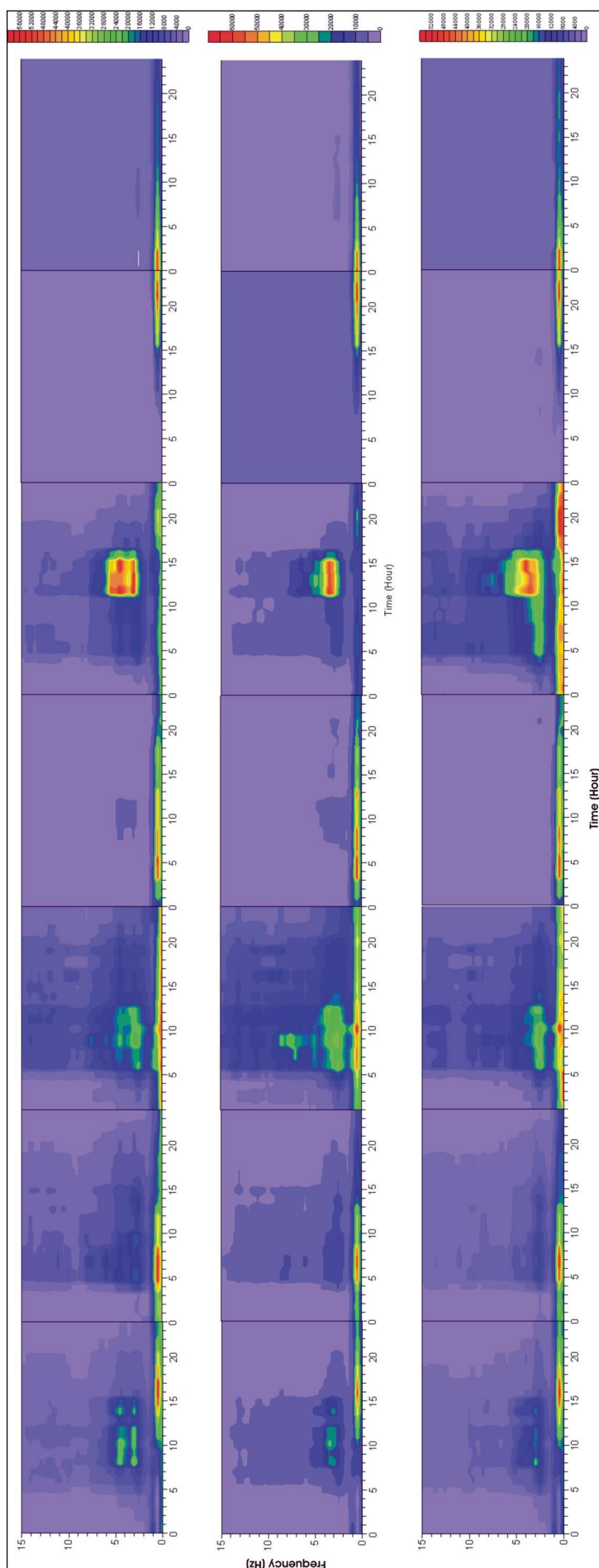


Fig. 4.21 Quarto: analisi spettrale del rumore sismico registrato in pozzo nei gironi 01/02/2007 al 07/02/2007. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale.

4.2.3 *La collina di Posillipo*

Nella figura 4.22 osserviamo i dati registrati alla Grotta di Seiano, galleria che attraversa la collina di Posillipo, e nella 4.23 i dati relativi alla stazione posta nel Parco Virgiliano, di cui è stato calcolato lo spettro e lo spettrogramma per un'ora di segnale a tutte le stazioni dell'esperimento. I risultati per la Grotta di Seiano mostrano un rilevante contenuto in frequenze alte (a 5 Hz e > 10 Hz), dovute ad attività antropiche, e un picco a bassa frequenza (< 1 Hz), probabilmente legato all'azione del mare (fig. 4.22). Anche la stazione posta nel Parco Virgiliano mostra gli stessi risultati con un contenuto in alte frequenze più marcato (Fig. 4.23).

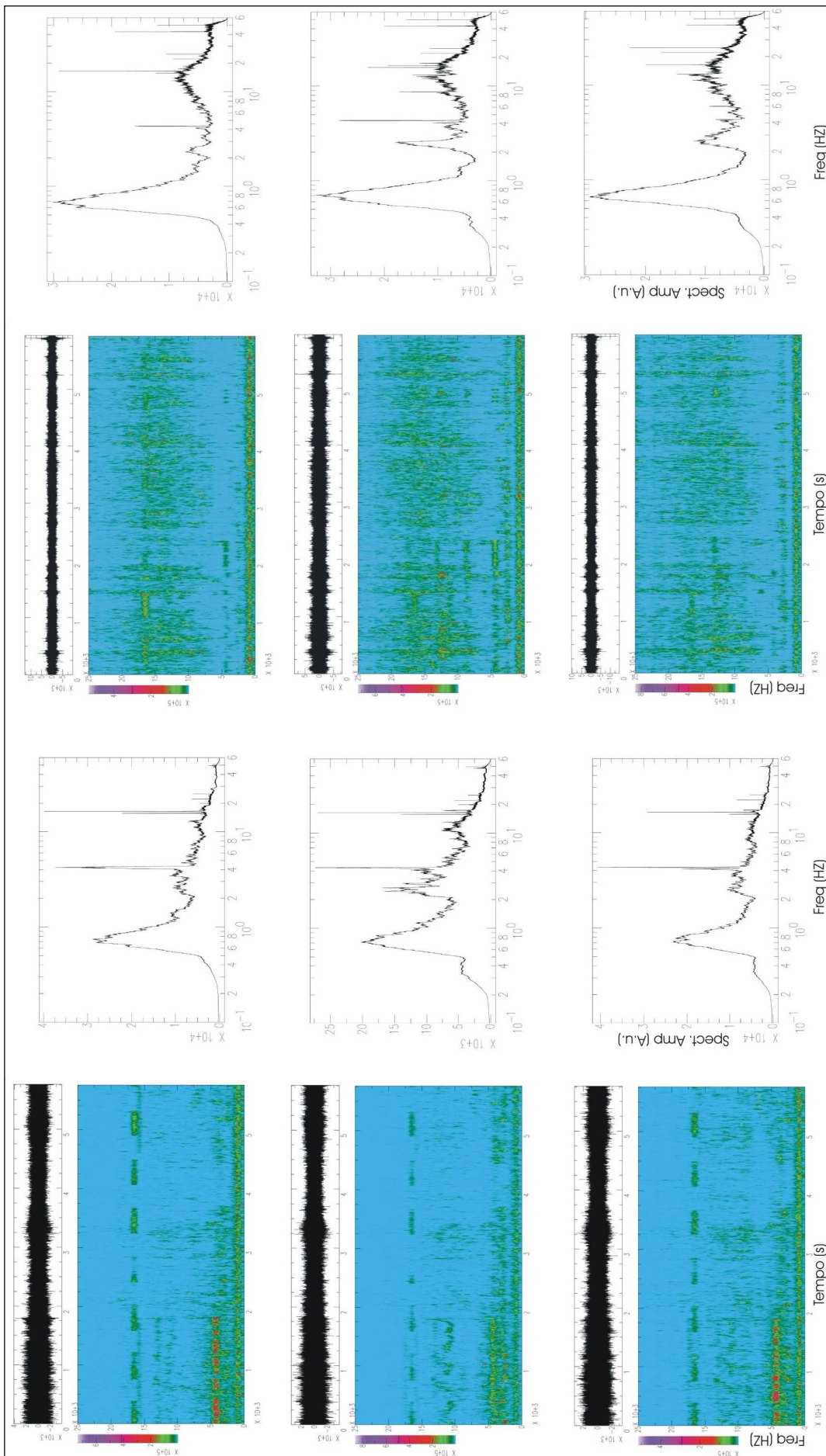


Fig. 4.22 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione SEI5, configurazione A ed alla stazione SEI1, configurazione B. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma e lo spettro non filtrato per la configurazione A e la configurazione B.

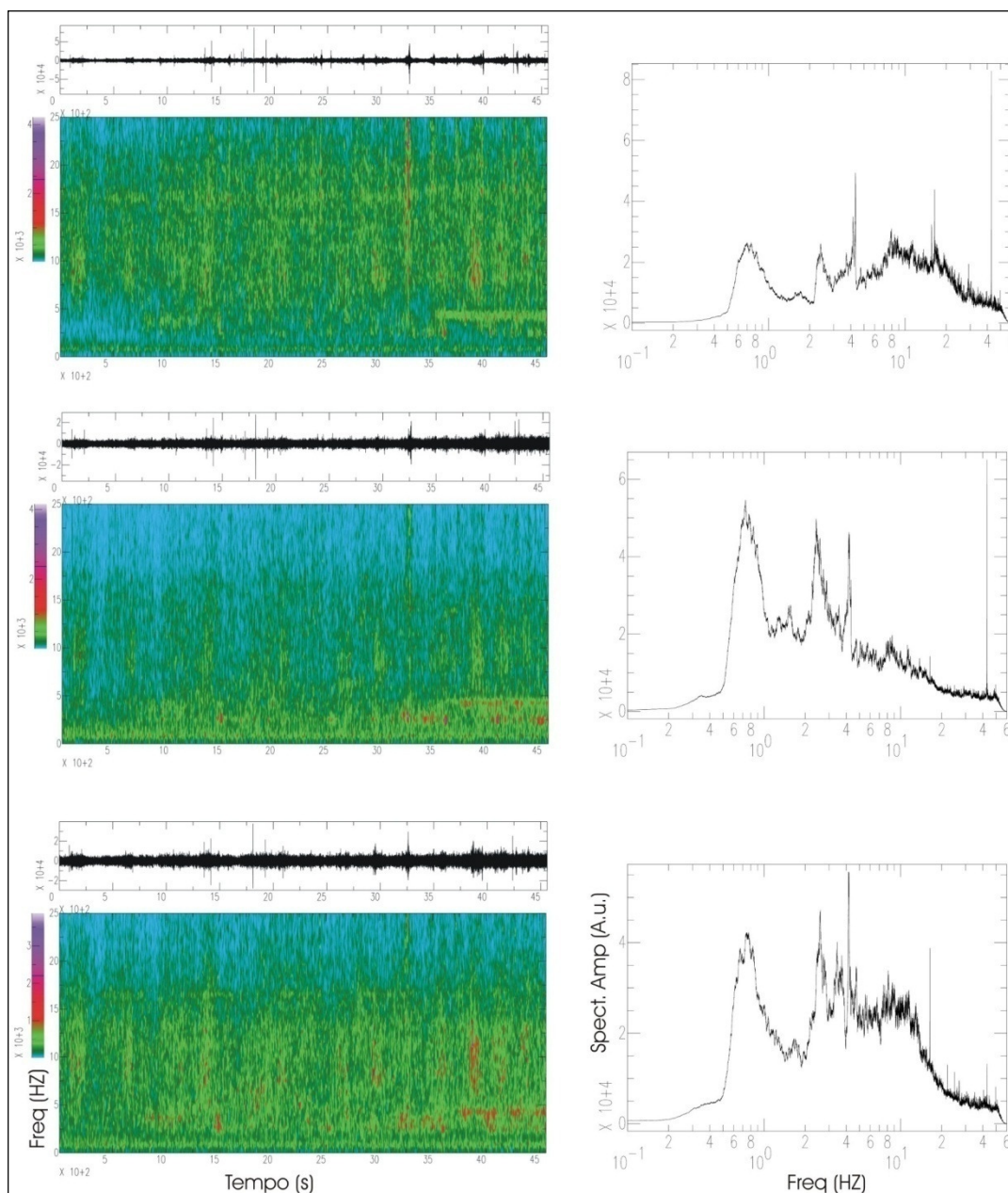


Fig. 4.23 Analisi spettrale del rumore sismico registrato alla stazione VIR. Dall'alto verso il basso sono riportate le componenti verticali, N-S e E-O del segnale. Da sinistra verso destra si riportano lo spettrogramma e lo spettro non filtrato.

4.3. Analisi della risposta di sito

Per una maggiore caratterizzazione dei siti e per avvalorare i risultati ottenuti con questo lavoro di tesi è stata calcolata anche la funzione di trasferimento teorico in vari siti della caldera dei Campi Flegrei.

Sono state utilizzate due applicazioni brevemente descritte nel capitolo 1.1: il programma scritto in MathCad ed il programma EERA.

4.3.1. I siti di Quarto e Pozzuoli

Per il sito di Pozzuoli, si hanno a disposizione dati bibliografici (Amore et al., 1988, Di Vito et al., 1988, Carrara et al., 1988) da cui si è ricavata una sezione stratigrafica mostrata in figura 2.8, ed in tabella 4.1 sono sintetizzati i parametri utilizzati per il calcolo della funzione di trasferimento teorica.

	V_s (m/s)	ρ (g cm ⁻³)	Spessore (m)	Fattore qualità	γ (kN/m ³)
Depositi piroclastici fini con intercalazione di paleosuoli	200	1.5	60	10	13.40
Tufo litoide zeolitizzato	800	1.7	-	25	11.80

Tabella 4.1 Parametri delle velocità delle onde S, di densità, dello spessore degli strati, del fattore di qualità e del peso dell'unità di volume totale per il sito di Pozzuoli.

In riferimento alla figura 2.8 i depositi piroclastici fini con pomici e litici stratificati ed intercalati a paleosuoli e la sequenza di depositi di sabbie e limi possono essere accorpati e considerati come un unico strato a causa del basso contrasto di impedenza che si viene a creare al passaggio tra i due strati. Questi depositi poggiano su un substrato tufaceo a circa 60 metri di profondità. Il contrasto di impedenza tra questi ultimi due strati è di 4.5. Per il calcolo della funzione di trasferimento teorica sono stati usati due eventi sismici localizzati uno all'interno dei Campi Flegrei e l'altro all'esterno della caldera. In entrambi i casi il risultato non cambia. In figura 4.24a è mostrata la curva ottenuta applicando lo script in MathCad, mentre in (b) quella ottenuta con il programma EERA.

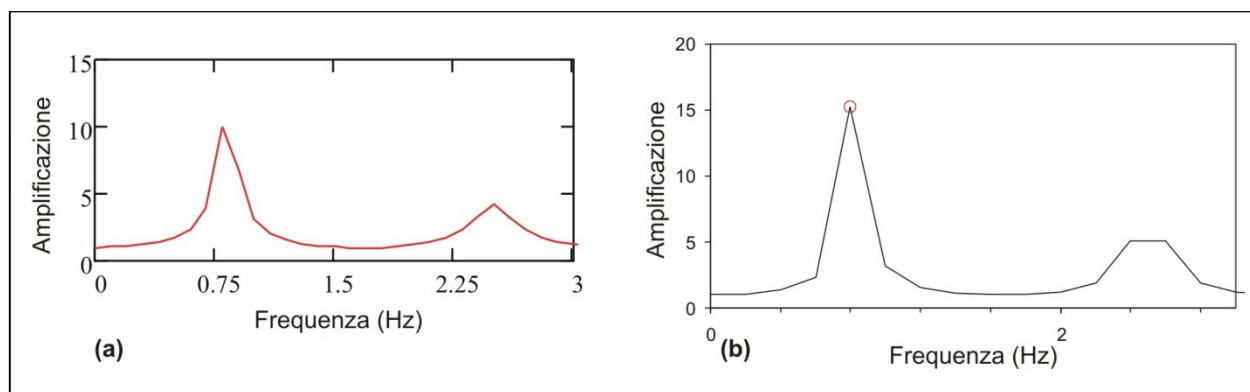


Fig. 4.24 Funzione di trasferimento teorica ottenuta al sito di Pozzuoli dedotta da un modello di velocità delle onde di taglio applicando: **(a)** lo script MathCad; **(b)** il programma EERA.

Entrambi i diagrammi mostrano un picco di amplificazione a 0,75 Hz, ma si differenziano nei valori di amplificazione, 10 nel primo caso e 15,2 nel secondo.

Nel sito di Quarto, invece, i parametri utilizzati provengono da dati bibliografici (Petrosino et al., 2006, Nunziata et al., 1999) e stratigrafici (fig. 2.7) provenienti dallo scavo del pozzo effettuato per l'installazione del sensore, e sono riassunti in tabella 4.2.

	V_s (m/s)	ρ (g cm ⁻³)	Spessore (m)	Fattore qualità	γ (kN/m ³)
Materiale sciolto	200	1.2	12	10	13.40
Tufo Giallo con intercalazione di cenere	600	1.5	123	20	12.20
Tufo Giallo Napoletano	800	1.7	-	25	11.80

Tabella 4.2 Parametri delle velocità delle onde S, di densità, dello spessore degli strati, del fattore di qualità e del peso dell'unità di volume totale per il sito di Quarto.

Un primo strato di 12 metri di materiale di riporto antropico e piroclastico ricopre uno strato di Tufo Giallo Napoletano fratturato e a vario grado di zeolitizzazione di 123 metri di spessore, il tutto poggia su uno strato di Tufo Giallo più compatto. Al fine del calcolo della funzione di trasferimento teorica le intercalazioni di livelli di pomice e ceneri sono trascurate. Il contrasto di impedenza tra i primi due stati è 3.75. Gli stessi eventi sismici dell'analisi precedente sono stati utilizzati per il sito di Quarto. Anche in questo caso il risultato è lo stesso per entrambi i programmi. In figura 4.25a è mostrata la curva

ottenuta applicando lo script in MathCad, mentre in (b) quella ottenuta con il programma EERA.

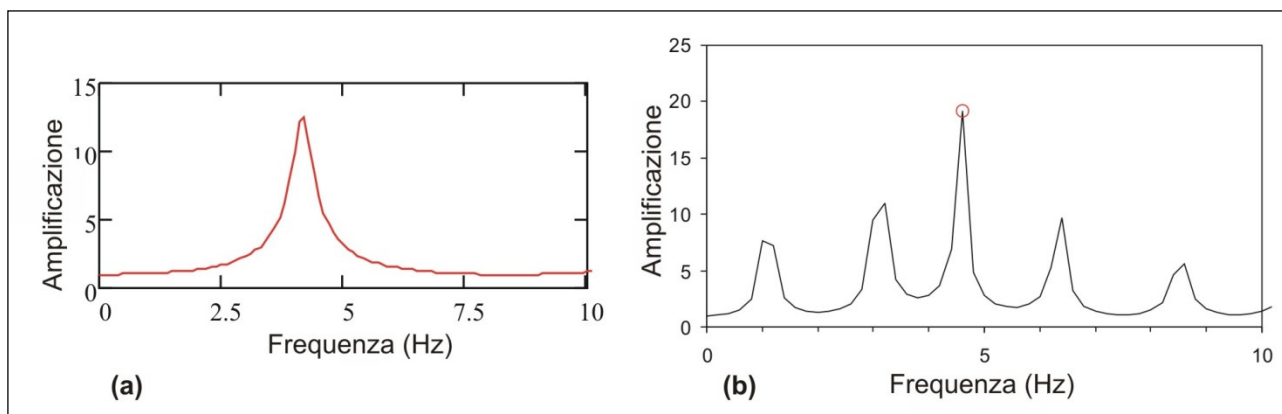


Fig. 4.25 Funzione di trasferimento teorica ottenuta al sito di Quarto dedotta da un modello di velocità delle onde di taglio applicando: **(a)** lo script MathCad; **(b)** il programma EERA.

Entrambi i diagrammi mostrano un picco di amplificazione a circa 4,5 Hz, ma anche in questo caso si differenziano nei valori di amplificazione, 12 nel primo e 21 nel secondo.

4.3.2. La collina di Posillipo

In questo sito la funzione di trasferimento teorica è stata ricavata per la stazione VIR i cui parametri sono stati ricavati da una sezione stratigrafica (fig. 2.5) eseguita sulla collina di Posillipo (Comune di Napoli, 2001) e da fonti bibliografiche (Del Pezzo et al., 1985; Carrara et al., 1988; Nunziata et al., 1999, Petrosino et al., 2006). Il modello utilizzato si basa sui parametri riassunti in tabella 4.3, ed i risultati sono visualizzati in figura 4.29. Il picco di frequenza ottenuto dall'applicazione dei due programmi è circa 2 Hz con valori discordanti di amplificazione, circa 6 utilizzando il programma sviluppato in MathCad, e 2.9 applicando il programma EERA (fig. 4.26).

	V_s (m/s)	ρ (g cm ⁻³)	Spessore (m)	Fattore qualità	γ (kN/m ³)
Cinerite sabbioso-limosa	200	1.2	21,3	10	13.40
Tufo Giallo Napoletano	800	1.6	-	20	11.80

Tabella 4.3 Parametri delle velocità delle onde S, di densità, dello spessore degli strati, del fattore di qualità e del peso dell'unità di volume totale per la stazione VIR.

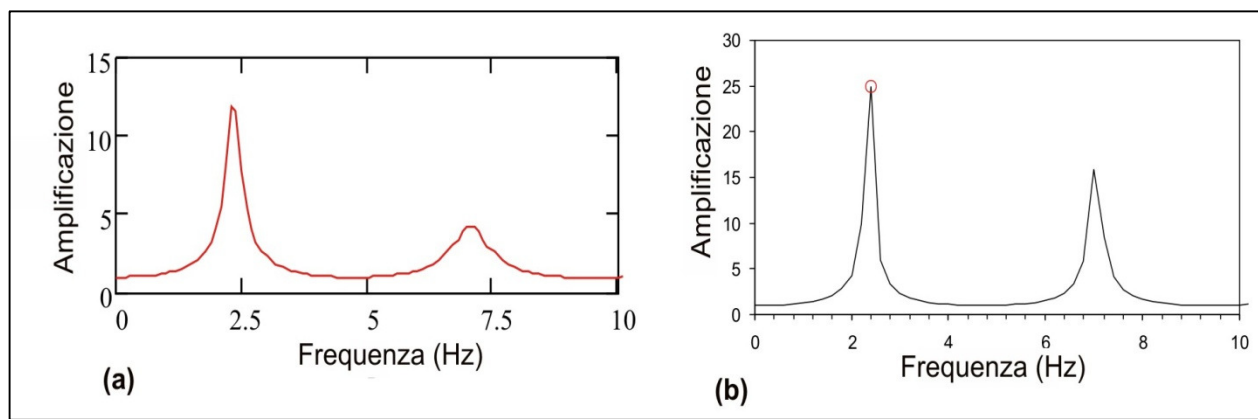


Fig. 4.26 Funzione di trasferimento teorica ottenuta alla stazione VIR nel Parco Virgiliano sulla collina di Posillipo, dedotta da un modello di velocità delle onde di taglio applicando: **(a)** lo script MathCad; **(b)** il programma EERA.

4.4. Analisi dei rapporti spettrali H/V

La tecnica dei rapporti spettrali della componente orizzontale su quella verticale (H/V) è stata applicata al microtremore con lo scopo di verificare la stabilità del picco di amplificazione.

I parametri di analisi utilizzati per un'ora di segnale sismico sono i seguenti: la finestra temporale di 60 sec con una sovrapposizione del 30%, il filtro Butterworth passa banda 1-20 Hz causale di ordine 4°, smoothing di tipo Konno & Ohmachi (Konno & Ohmachi, 1998).

Inoltre, è stata verificata l'affidabilità della curva H/V e la significatività del picco seguendo i criteri esposti nel capitolo 1.2.2 e testando i risultati variando, ad esempio, la lunghezza della finestra di analisi (40-80 sec) e la sovrapposizione (20%), lo smoothing Konno & Ohmachi (60) e la frequenza del filtro passa banda (1-15 Hz, 1-20 Hz).

4.4.1. Cratere della Solfatara

I risultati per la stazione SFT mostrano che i valori della frequenza fondamentale (fig. 4.27, in alto) e delle ampiezze (fig. 4.27, in basso) sono stabili sull'intero periodo (una settimana) di analisi; i criteri di affidabilità sono sempre verificati. Il picco a 4 Hz con amplificazione circa 12 è unico e ben delineato. Si notano delle piccole diminuzioni dei valori in corrispondenza delle ore notturne ma rientrano nelle bande di errore, quindi non è possibile stabilire una correlazione con la diminuzione di ampiezza del rumore

sismico. Mentre la stazione STH mostra, per lo stesso intervallo di tempo, un andamento piuttosto piatto del rapporto H/V, soprattutto tra 1 e 6 Hz dove il rapporto di ampiezza è dell'ordine di 2 (fig. 4.28a, in basso). Infatti, il valore 2 di amplificazione è inteso come un valore limite al di sotto del quale il materiale attraversato dal segnale

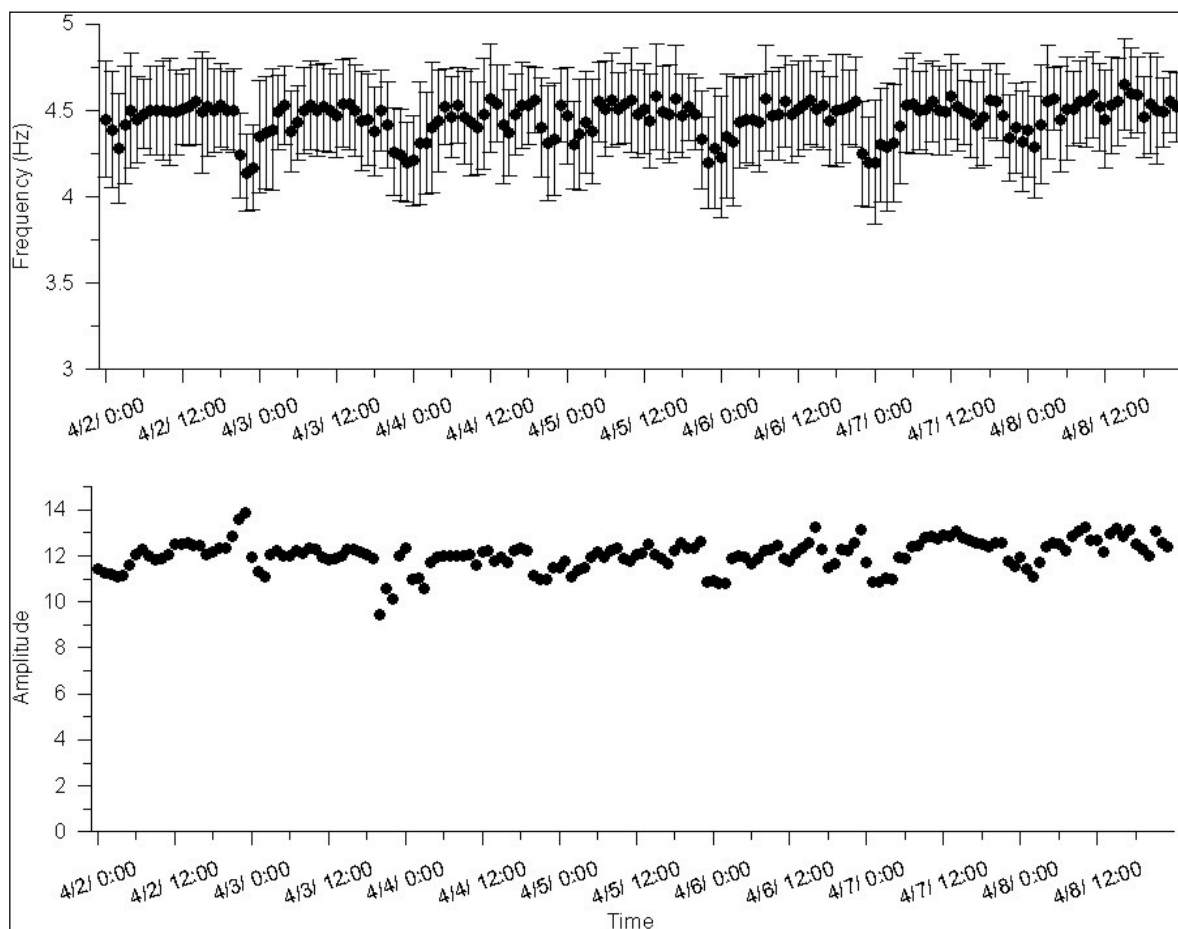
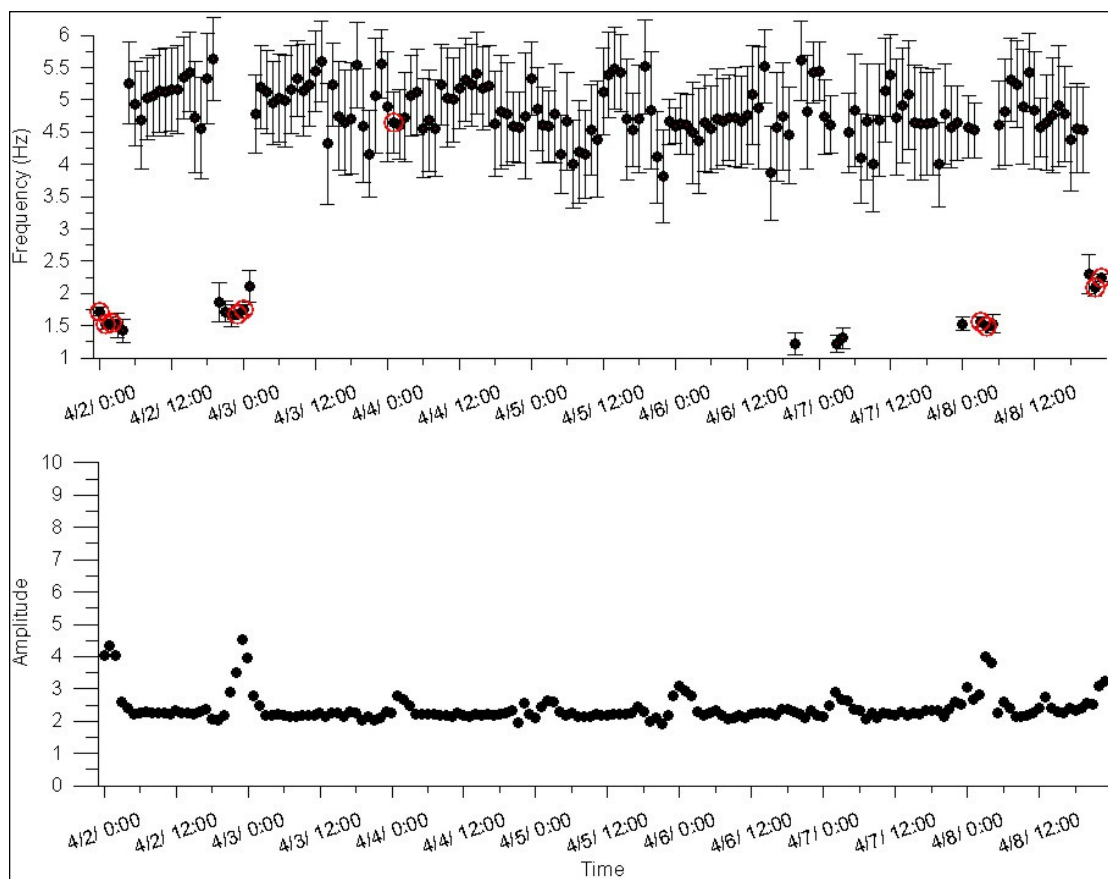
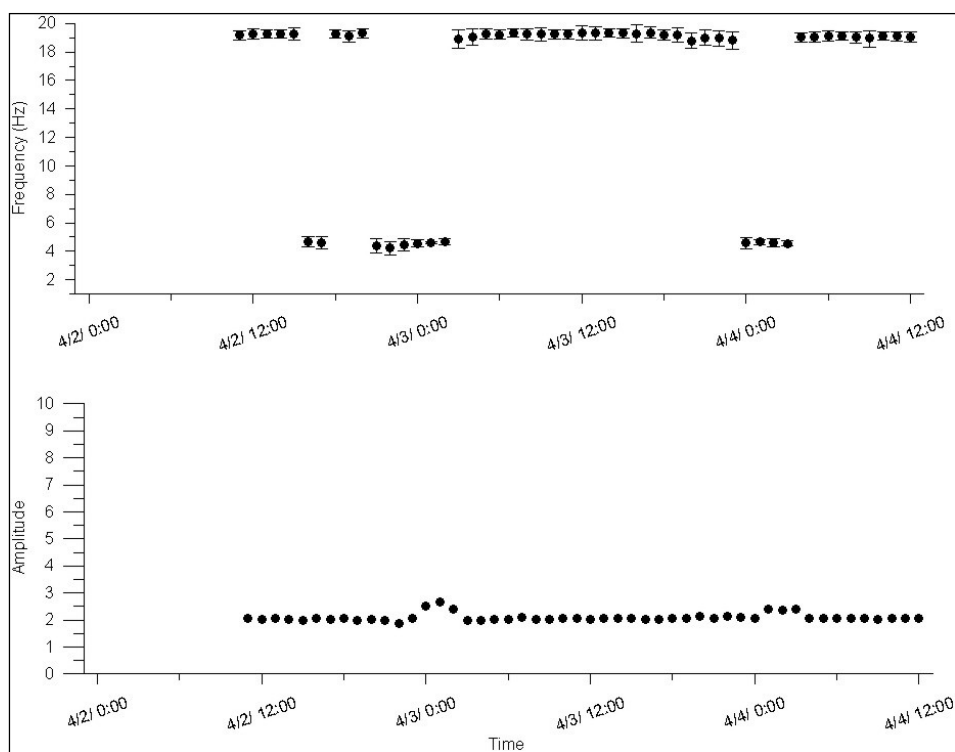


Fig. 4.27 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione SFT, in alto sono rappresentate le frequenze fondamentali ed in basso i valori di ampiezza. Per i dettagli vedi testo.

sismico non genera amplificazione (SESAME European research project, WP12 – Deliverable D23.12). I criteri di affidabilità delle curve sono verificati, a differenza di quelli di significatività del picco in cui solo i valori cerchiati in rosso in figura 4.28a (in alto) indicano il superamento del test. Molto probabilmente si tratta di una casualità. Anche la stazione TSFT mostra un andamento piatto dei risultati, con un picco di amplificazione circa 2 e variante in un range di frequenza tra 2 e 20 Hz (fig. 4.28b). Infatti, i criteri di significatività del picco non sono verificati; il periodo analizzato è di soli due giorni.



a)



b)

Fig. 4.28 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione STH in **(a)** e TSFT in **(b)**; in alto sono rappresentate le frequenze fondamentali ed in basso i valori di ampiezza. Per i dettagli vedi testo.

Nel cratere della Solfatara è stata eseguita un'analisi di dettaglio essendo state installate 5 configurazioni di array che coprono l'intero fondo craterico; le registrazioni si sono rivelate molto rumorose e con la presenza di molti transienti a causa del continuo passaggio dei turisti. Nonostante ciò si è riusciti ad eseguire l'analisi su un numero sufficiente di finestre ed ottenere delle stime significative ed affidabili del rapporto H/V su tutte le stazioni. Poiché le registrazioni alla Solfatara sono limitate alla fascia oraria antimeridiana, la stazione SFT è stata utilizzata per verificare l'eventuale influenza sul rapporto H/V delle variazioni del rumore. La stabilità dei risultati ottenuti per un periodo di tempo di una settimana, la stessa dell'esperimento, ha dimostrato che i dati non sono influenzati dalle variazioni del rumore sismico. L'analisi è stata eseguita in maniera automatica contemporaneamente su tutte le stazioni, con gli stessi parametri precedentemente descritti sia sui segnali grezzi che filtrati per circa un'ora di registrazione. Le finestre contenenti eventuali transienti non sono state rigettate. Per verificare i risultati sono stati elaborati i dati anche su ogni singola stazione con la possibilità di cambiare i parametri (durata della finestra, STLA/LTA), sia per segnali filtrati che non filtrati, rigettando le finestre contenenti i transienti. Inoltre, è stata verificata l'affidabilità e la significatività del picco per ciascun rapporto H/V con i criteri descritti nel capitolo 1.2.2. Dal confronto dei risultati ottenuti seguendo le due modalità di analisi si riscontrano valori simili della frequenza di risonanza e delle amplificazioni. In generale, la presenza dei transienti nel segnale fa aumentare il valore dell'errore, σ , sull'ampiezza. Infatti è stato dimostrato che la presenza dei transienti non peggiora i risultati anche quando sono disponibili solo 30 minuti di registrazione (Polaroi et al., 2006). In figura 4.29 sono mostrate le frequenze di risonanza ottenute dall'analisi automatica per tutte le configurazioni, mentre in figura 4.30 sono mostrate le mappe delle frequenze di risonanza e dell'amplificazione calcolate per ogni singola stazione. I valori delle frequenze fondamentali variano tra 3.6 e 7 Hz. Gli array A, B, D ed E sono caratterizzati da valori di frequenza di risonanza piuttosto omogenei tra 4 e 5 Hz, mentre tutte le stazioni dell'array C e le DR51 e DR33 mostrano i valori più alti (6-7 Hz). Queste stazioni si trovano lungo i bordi nord e nord-est della caldera; invece, la zona della fangaia (array B) è caratterizzata da valori più bassi anche se omogenei (circa 4 Hz). Solo la stazione BR43, situata al lato della pozza di fango, ha un valore anomalo di circa 7 Hz. Per quanto riguarda le amplificazioni, l'array D ha un comportamento eterogeneo. Infatti, è caratterizzato sia dai valori più alti raggiungendo un picco di 24 lungo le stazioni DR11, DR21, DR32 e DR31 che da valori confrontabili con quelli

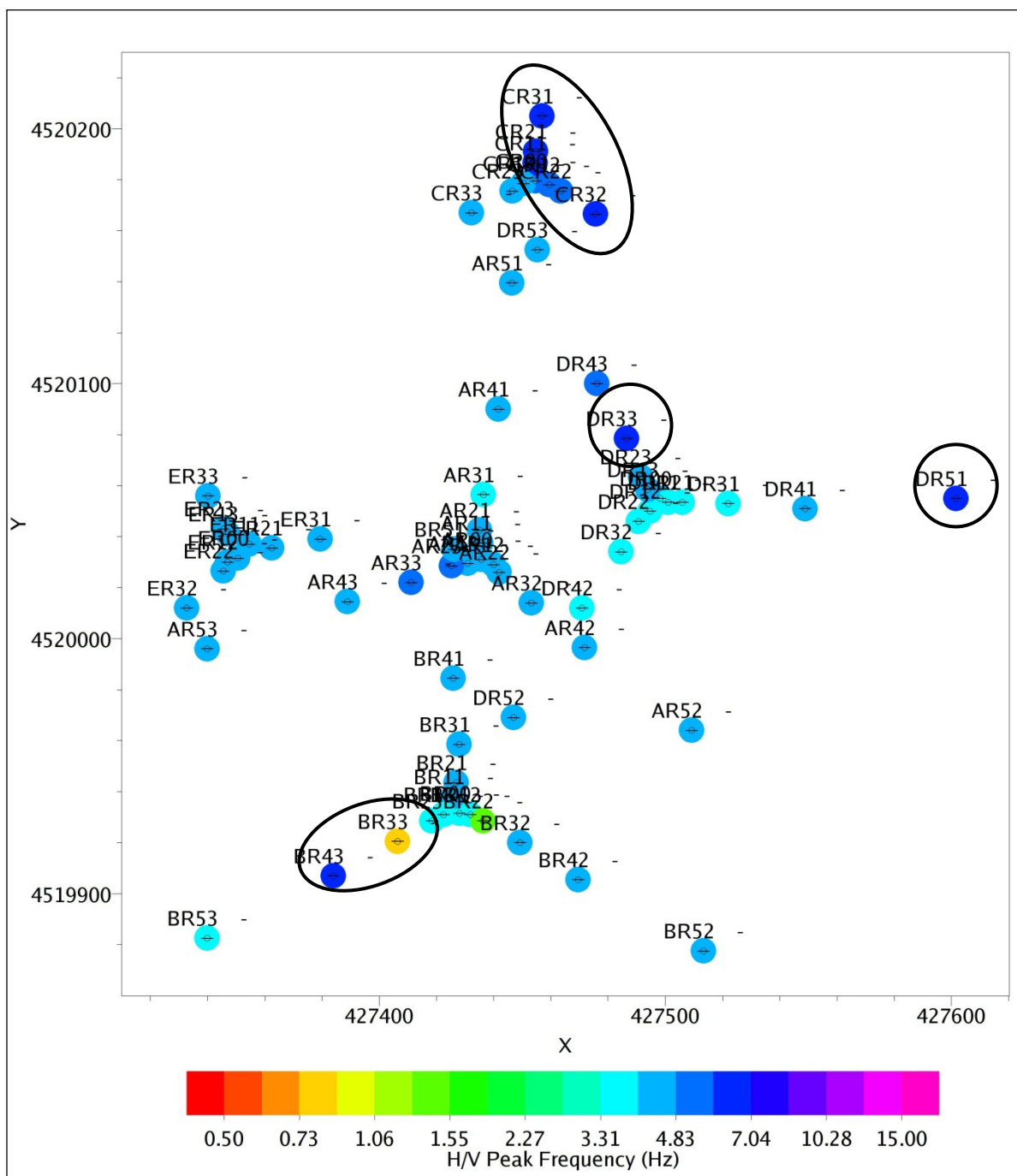


Fig. 4.29 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato nel cratere della Solfatara. Per i dettagli vedi testo.

trovati per gli altri array; inoltre, la stazione DR51 mostra un valore basso confrontabile con quello della fangaia. Picchi alti sono localizzati nella parte centrale del cratere in corrispondenza dell'array A, mentre valori bassi (2.5-5) si riscontrano nell'area della fangaia, tranne per le stazioni BR42 e BR52 che cadono al di fuori dell'area delimitata dal recinto della fangaia e che hanno valori leggermente più alti.

In base allo stendimento delle stazioni è possibile tracciare due profili all'interno del cratere con direzione N-S ed E-O. Per entrambi i profili (fig. 4.30) si nota come aumentano i valori della frequenza di risonanza andando dal centro verso il bordo del cratere (lato nord ed est), con un valore anomalo presente all'interno della fangaia (zona S-O della figura 4.30a). Questa variazione segue l'andamento topografico. Mentre, le amplificazioni mostrano valori più alti nella parte interna del cratere con valori maggiori nella zona vicino le fumarole (zona E della figura 4.30b).

Siccome la frequenza di risonanza è legata allo spessore degli strati ed alla velocità delle onde di taglio e, quindi, la sua variazione dipende dalla variazione in velocità, dallo spessore o da entrambi, i risultati dell'analisi H/V eseguita alla Solfatara saranno usati nell'inversione delle curve di dispersione superficiali.

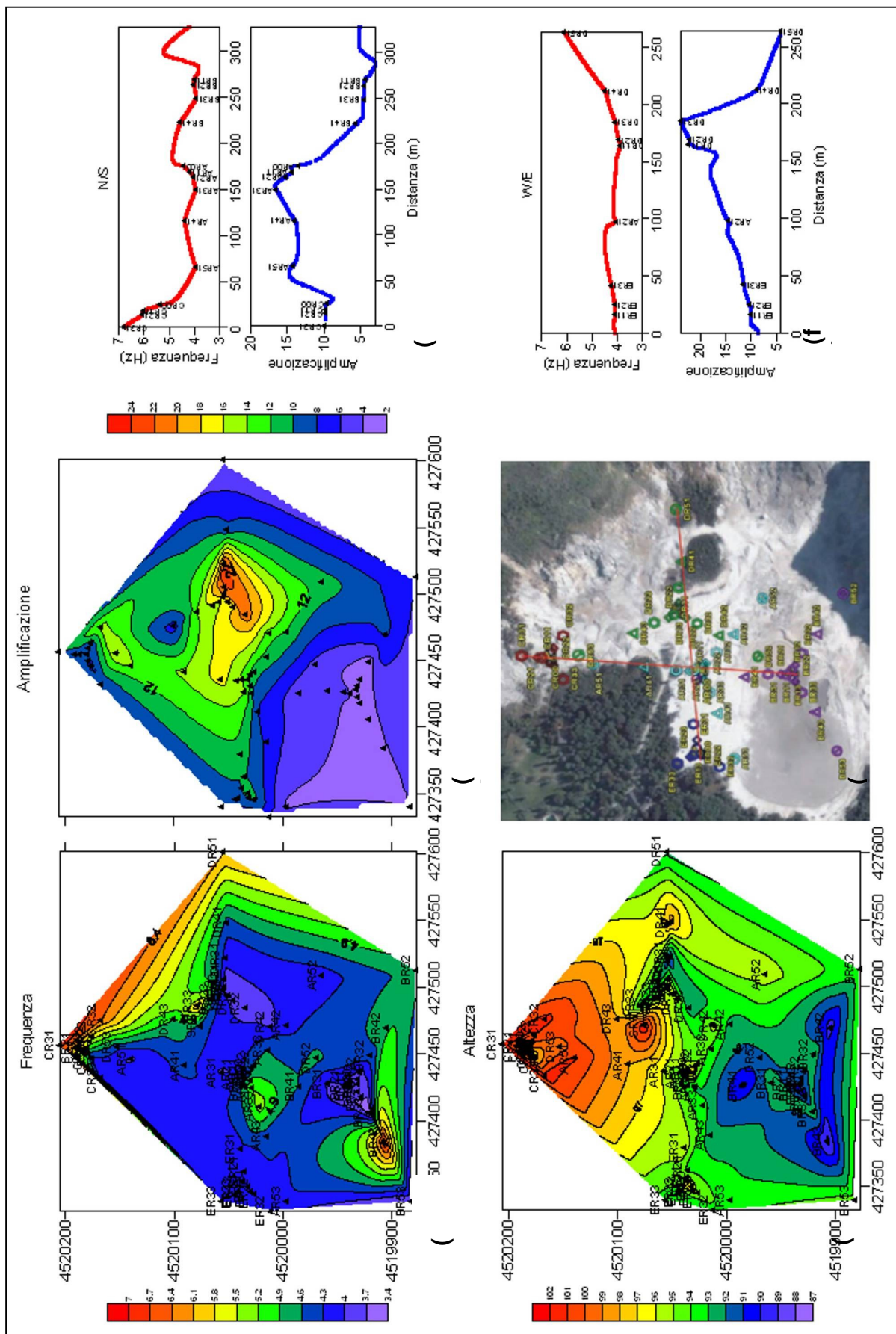


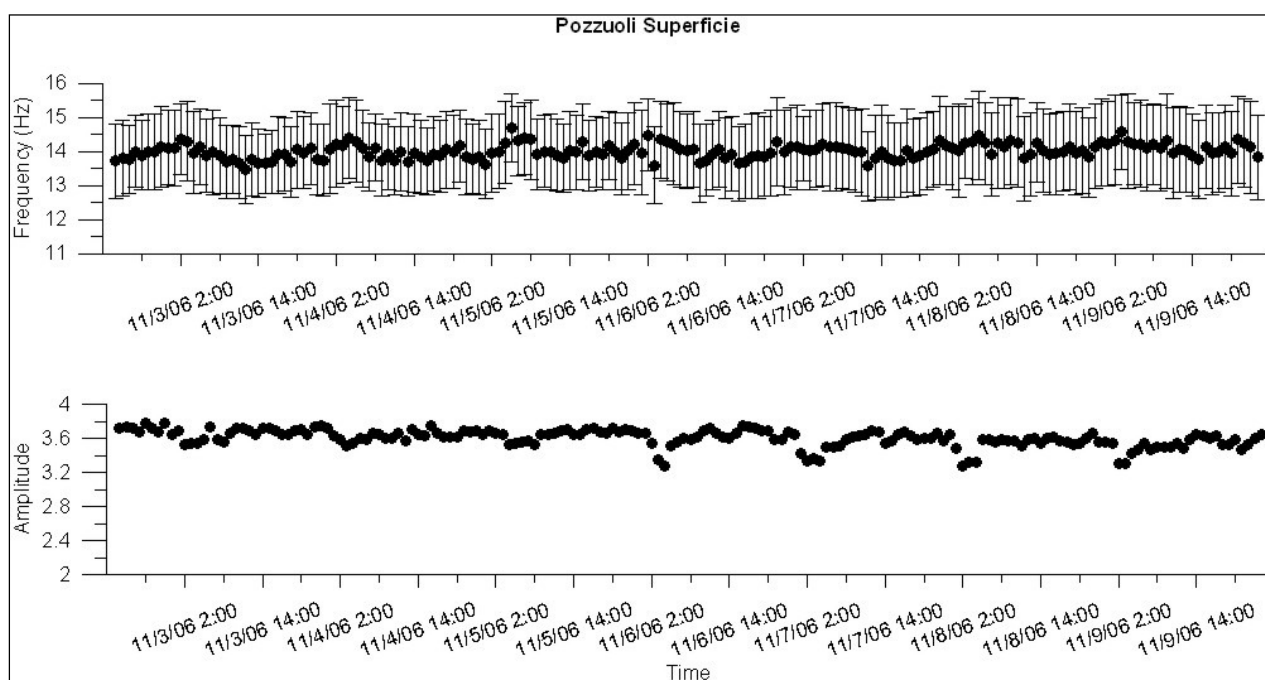
Fig. 4.30 Mappa delle frequenze di risonanza (a), delle amplificazioni (b) e della topografia (c). Visualizzazione delle configurazioni di array (d). Profili N/S ed E/W delle frequenze di risonanza (e) e delle amplificazioni (f). Per dettali vedi testo.

4.4.2. I siti di Quarto e Pozzuoli

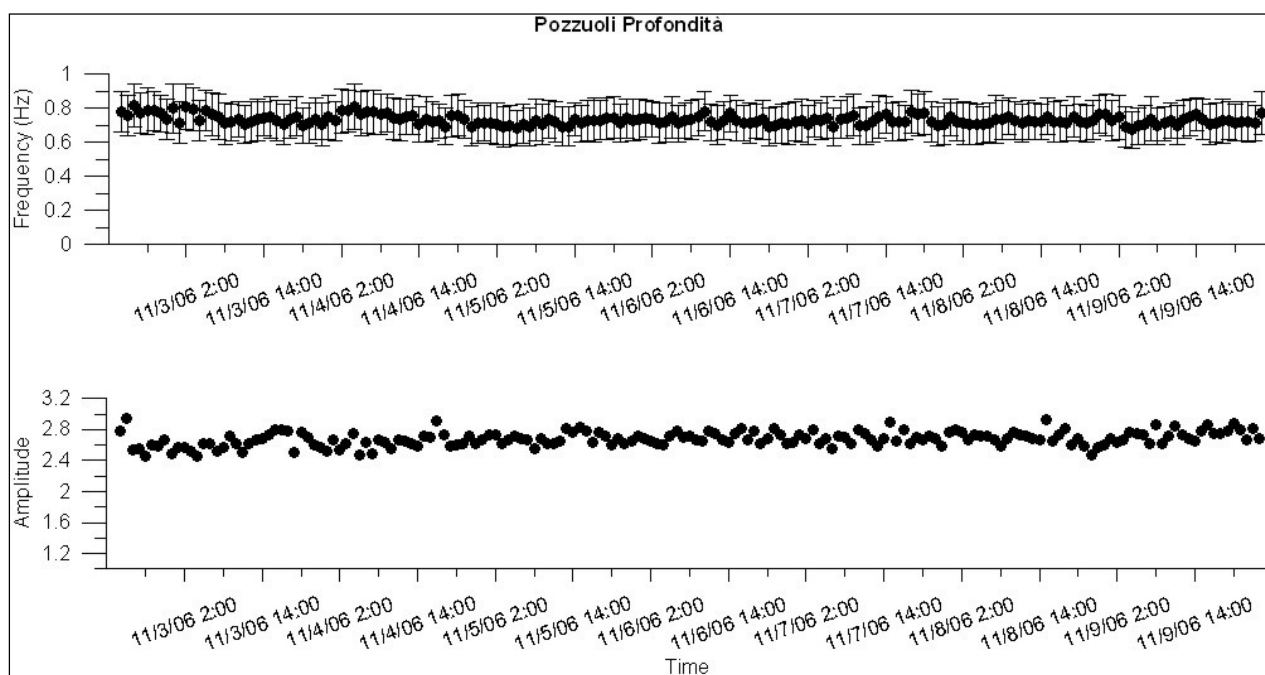
Per le stazioni di Pozzuoli e Quarto sono stati utilizzati gli stessi criteri delle analisi precedenti tranne che per i seguenti parametri: la lunghezza della finestra di analisi è di 40 sec, i segnali sono stati filtrati nella banda di frequenza 0.5-20 Hz, di tipo Butterworth causale di II ordine e frequenza minima di 0.5 Hz. L'analisi è stata eseguita su una settimana di dati.

Per la stazione installata a Pozzuoli in superficie i risultati evidenziano la stabilità del picco H/V ad una frequenza di circa 14 Hz ed un'amplificazione in media di 3.8 (fig. 4.31). Inoltre, si nota una lieve diminuzione dei valori di amplificazione nelle ore notturne. Un picco secondario è evidente alle basse frequenze (0.7-0.8 Hz). Questo picco è l'unico presente nel rapporto spettrale della componente est su quella verticale (fig. 4.32). I criteri di significatività non sono del tutto soddisfatti e per questo motivo i dati sono stati rielaborati restringendo il range di frequenza di analisi a 0.5-10 Hz. Con la nuova analisi si è trovato solo il picco a 0.7-0.8 Hz con un'amplificazione poco superiore a 2 che risultava essere il picco secondario nell'analisi precedente; anche in questo caso i criteri di affidabilità dell'analisi sono superati mentre quelli di significatività del picco no, come era da aspettarsi per un'amplificazione così bassa. Quindi nessuno dei valori riscontrati risulta affidabile nonostante l'alto contrasto di impedenza tra gli strati (4.5). Invece, i dati registrati alla profondità di 18 metri evidenziano la presenza stabile del picco a bassa frequenza di 0.7 Hz (fig. 4.31b, in alto) con un'ampiezza media di 2.6 (fig. 4.31b, in basso) e sono sempre verificati i criteri di significatività. Questo picco ha una forma larga e non ben definita e nonostante l'ampiezza sia maggiore di 2 non può essere definito "chiaro" perché l'ampiezza non decresce rapidamente su ogni lato della curva. E' possibile che questo comportamento sia dovuto al fatto che la stazione poggia su uno strato di tufo litoide a vario grado di zeolitizzazione.

I valori dei rapporti spettrali a bassa frequenza sono confrontati con quelli ottenuti dalla curva teorica della funzione di trasferimento (fig. 4.24). Per entrambe le analisi si trova lo stesso valore della frequenza fondamentale di 0.75 Hz, mentre quello di amplificazione della funzione di trasferimento risulta essere molto più grande. L'effetto dell'amplificazione è influenzato soprattutto dal fattore di qualità Q : a valori maggiori del fattore di qualità corrispondono minori smorzamenti e quindi ad una maggiore



(a)



(b)

Fig. 4.31 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione di Pozzuoli installata in superficie **(a)**, ed in profondità **(b)**; in alto sono rappresentate le frequenze fondamentali ed in basso i valori di amplificazione. Per i dettagli vedi testo.

amplificazione. L'effetto dello smorzamento si nota anche sul picco della frequenza fondamentale.

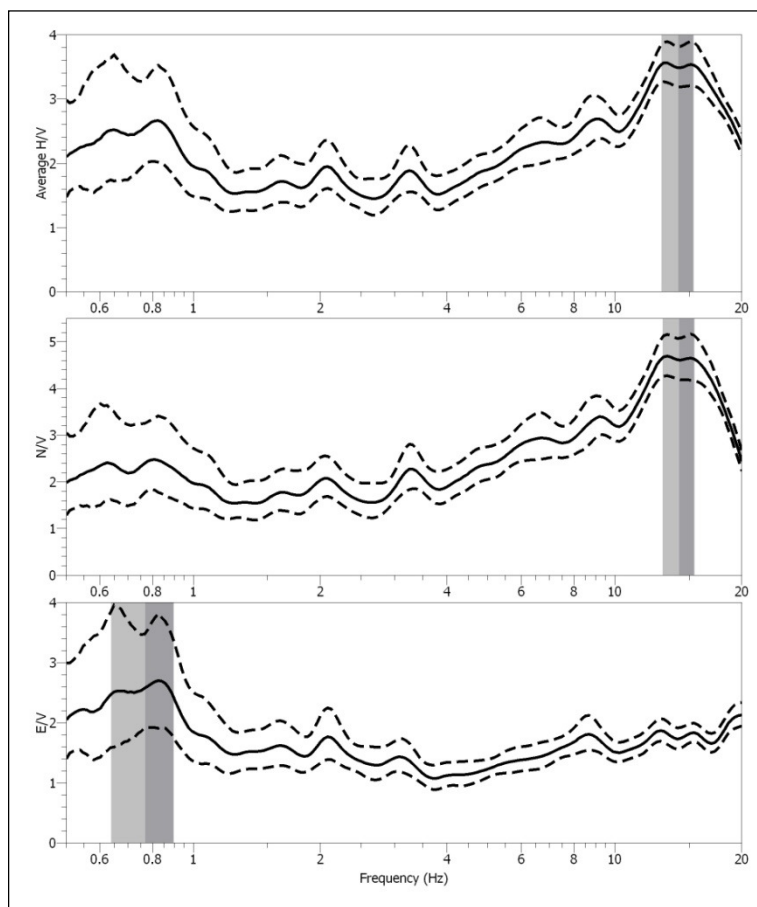
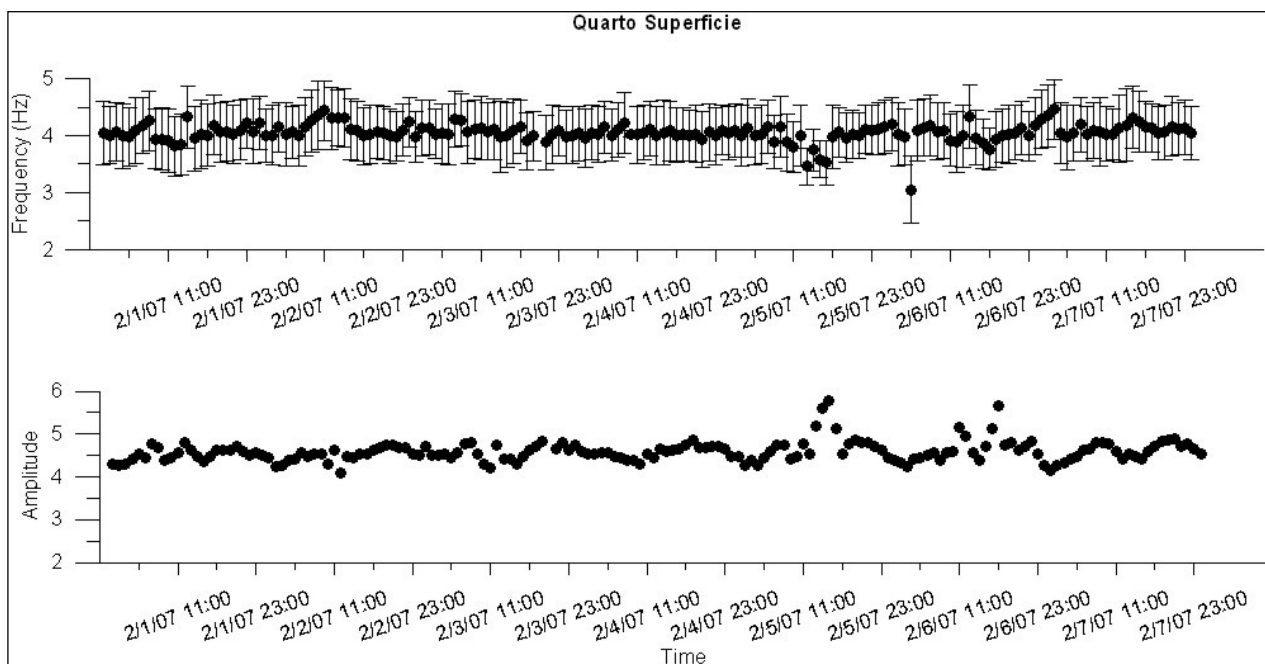
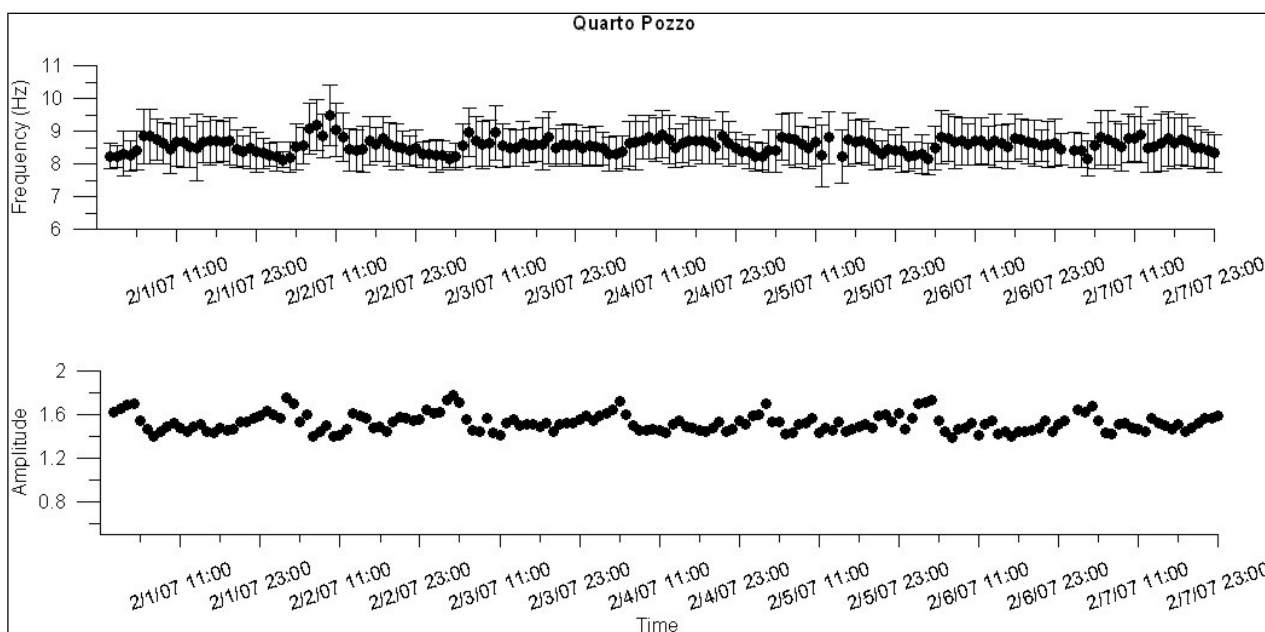


Fig. 4.32 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione di Pozzuoli installata in profondità; dall'alto verso il basso sono rappresentate: il rapporto spettrale H/V, il rapporto spettrale della componente N su quella verticale ed il rapporto spettrale della componente E su quella verticale.

La stazione installata in superficie a Quarto mostra alla frequenza fondamentale di circa 4 Hz (fig. 4.33a, in alto) un picco di amplificazione che varia tra 4 e 5 (fig. 4.33a, in basso). I giorni 5 e 6 febbraio nelle ore diurne si ha un abbassamento del picco con un corrispondente aumento di amplificazione. La maggiore variabilità dei valori accade nei giorni infrasettimanali. I criteri di significatività sono, in genere, verificati, anche se il picco mostra una forma piuttosto larga. Dalla sezione stratigrafia del sito è possibile ricavare lo spessore del primo strato (fig. 2.7). In questo modo è possibile stimare la velocità media delle onde S con una semplice formula, $V_s = f_0 4h$, dove h è lo spessore dello strato ed f_0 la frequenza fondamentale (Parolai et al., 2002). Il risultato ottenuto è



(a)



(b)

Fig. 4.33 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione di Quarto installata in superficie **(a)**, ed in profondità **(b)**; in alto sono rappresentate le frequenze fondamentali ed in basso i valori di amplificazione. Per i dettagli vedi testo.

di 211,2 m/s, velocità compatibile con i materiali del primo strato costituito da riporto antropico e materiale piroclastico sabbioso-limoso. Invece, la stazione installata in pozzo a circa 25 metri mostra un andamento piatto come è possibile notare in figura 4.33b dove a circa 8,5 Hz si ha un picco di amplificazione che varia tra 1.4 e 1.8. I criteri di significatività non sono verificati ed, infatti, la stazione è installata nel bedrock, che in questo caso è il Tufo Giallo Napoletano.

Anche in questo caso la curva dei rapporti spettrali è stata confrontata con la curva teorica della funzione di trasferimento (fig. 4.25), e ancora una volta il valore della frequenza di risonanza è confrontabile (4.5 Hz), mentre i valori di amplificazione sono di 2 o 3 ordini di grandezza superiori.

4.4.3. La collina di Posillipo

Infine, sono stati analizzati i dati registrati alla Grotta di Seiano ed alla stazione posta nel Parco Virgiliano (VIR) in corrispondenza dell'allineamento della grotta. I parametri utilizzati sono: la lunghezza della finestra di analisi è di 40 sec, i segnali sono stati filtrati nella banda di frequenza 0.5-15 Hz, con filtro di tipo Butterworth causale di II ordine e frequenza minima di 0.5 Hz. La figura 4.34a rappresenta le curve spettrali H/V medie delle stazioni dell'array A. Solo le stazioni SEI1 e SEI2 hanno un picco di amplificazione di poco superiore a 2. Questo risultato è messo ben in evidenza nel diagramma della figura 4.34b in cui sono rappresentati i valori massimi dei rapporti spettrali per ogni singola stazione. Il picco massimo, che corrisponde proprio alla stazione SEI1, diminuisce verso l'interno della grotta. Nella figura 4.34c i valori della frequenza di risonanza e delle amplificazioni sono rappresentati in funzione della distanza lungo il profilo, si nota che il picco di amplificazione avviene alla stessa frequenza per tutte le stazioni, valore che varia tra 2.3 e 2.5 Hz. La stessa immagine è stata realizzata per l'array B (fig. 4.35). I risultati sono simili e infatti un picco relativo di amplificazione maggiore di 2 è presente alle stazioni SEI1 e SEI2 alla frequenza di circa 2.5 Hz; per le restanti stazioni il valore 2 non è mai raggiunto. Il valore limite di amplificazione per entrambi gli array non è raggiunto o è di poco superiore, così come i criteri di significatività del picco non sono verificati, quindi le stazioni poggiano su materiale che non amplifica e che può essere considerato come bedrock, questo materiale è il Tufo Giallo Napoletano.

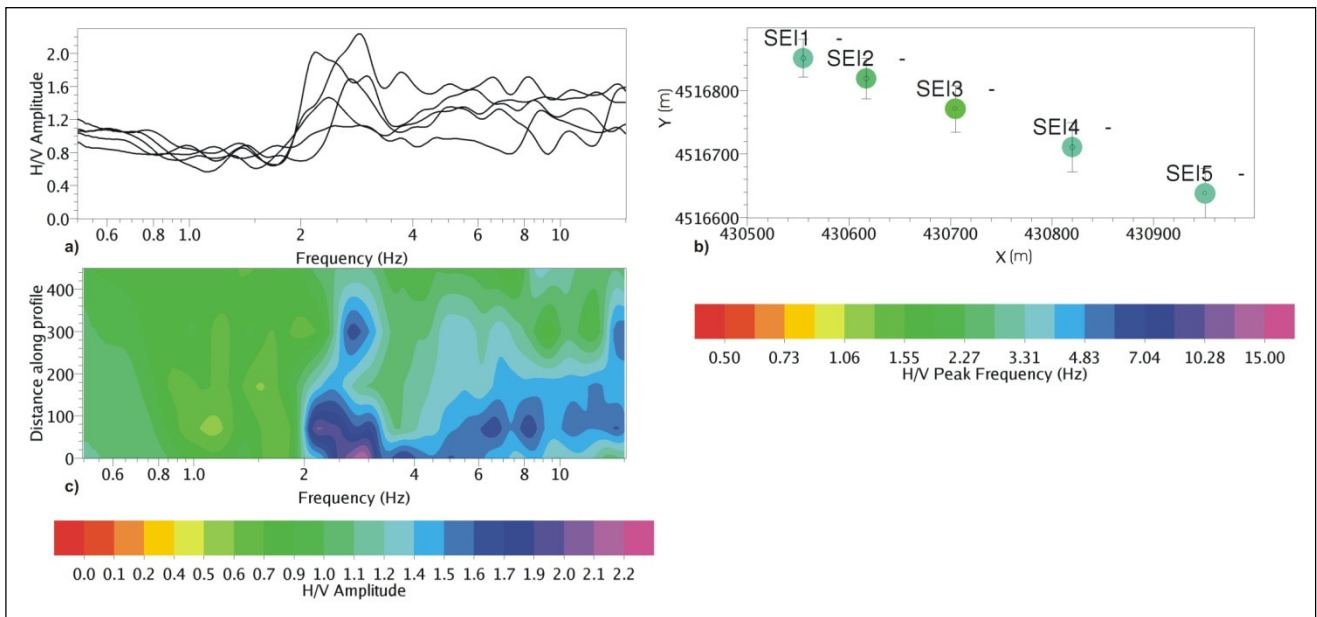


Fig. 4.34 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato all'array A, in (a) sono rappresentate le curve spettrali H/V medie delle stazioni; in (b) sono rappresentati i valori massimi dei rapporti spettrali per ogni singola stazione; in (c) i valori della frequenza di risonanza e delle amplificazioni sono rappresentati in funzione della distanza lungo il profilo.

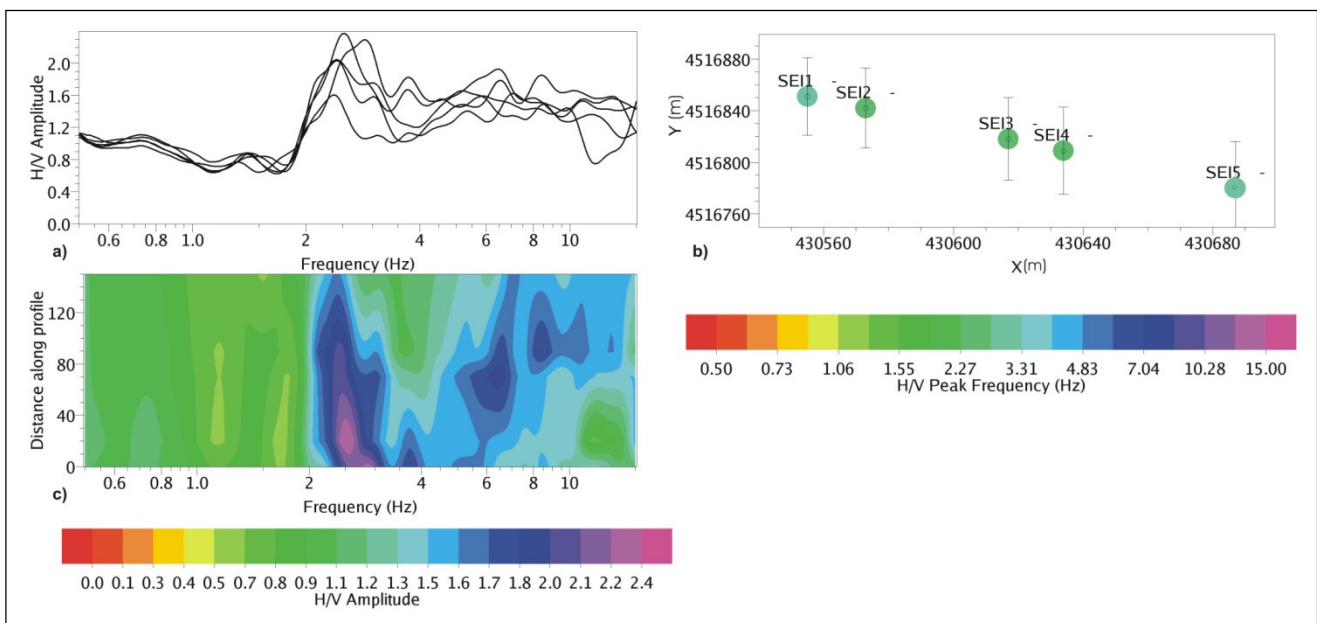


Fig. 4.35 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato all'array B, in (a) sono rappresentate le curve spettrali H/V medie delle stazioni; in (b) sono rappresentati i valori massimi dei rapporti spettrali per ogni singola stazione; in (c) i valori della frequenza di risonanza e delle amplificazioni sono rappresentati in funzione della distanza lungo il profilo.

La stazione VIR posta in superficie (fig. 4.36) mostra un valore di amplificazione di circa 2.7 alla frequenza di 2 Hz. La significatività del picco è al limite, infatti non è ben definito, presenta picchi multipli ed ha un valore basso di amplificazione. Questo può essere legato alla vicinanza di alti topografici come la scarpata a picco sul mare delineata dalla collina di Posillipo. Anche per questo sito è disponibile una sezione stratigrafia (fig. 2.5) ed è quindi possibile ricavare la velocità delle onde S del primo strato. Il risultato ottenuto è di 187.4 m/s, valori che variano tra 180 e 250 m/s per i primi 10 metri sono stati trovati nell'area durante delle indagini geologiche commissionate dal Comune di Napoli, 1992.

Dal calcolo della curva di trasferimento teorica (fig. 4.) si è trovato un valore della frequenza di risonanza pari a 2.4 Hz, valore compatibile con il materiale presente in superficie, ma i valori di amplificazione sono di almeno 4 ordini di grandezza superiori.

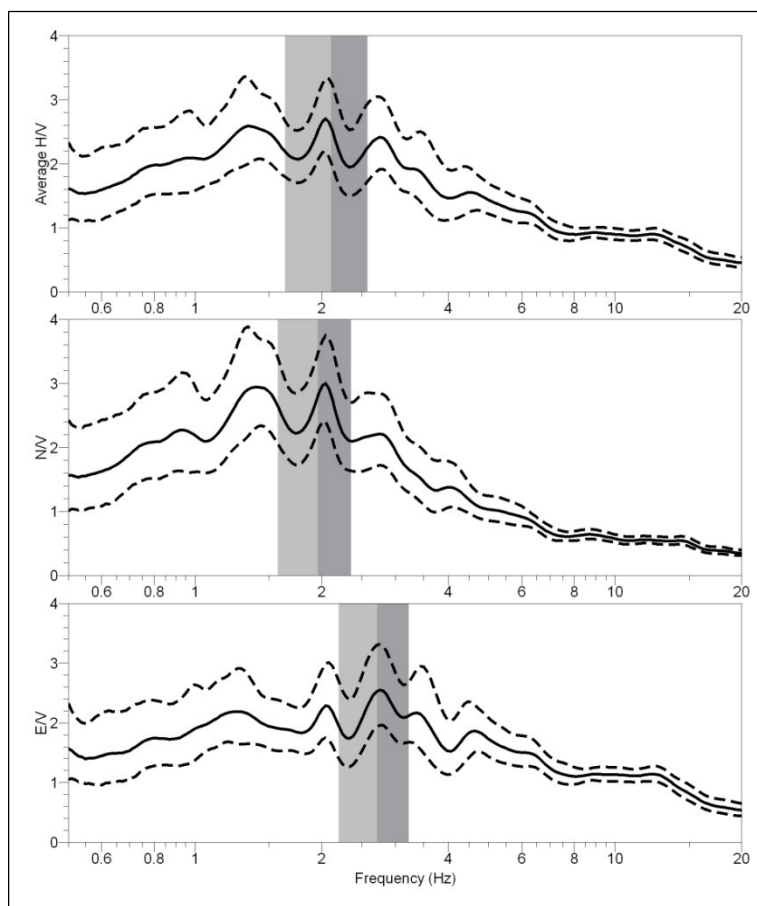


Fig. 4.36 Analisi dei rapporti spettrali H/V del rumore sismico registrato alla stazione VIR; dall'alto verso il basso sono rappresentate: il rapporto spettrale H/V, il rapporto spettrale della componente N su quella verticale ed il rapporto spettrale della componente E su quella verticale.

4.5. Analisi di array alla Solfatara

Il rumore sismico acquisito al cratere della Solfatara è stato analizzato per la stima delle curve di dispersione. Il movimento verticale del campo d'onda del rumore è assunto essere dominato dalle onde di Rayleigh. Questo significa che l'origine delle alte frequenze del rumore sismico è legato principalmente all'attività antropica, localizzate, quindi, principalmente in superficie (Bonney-Claudet et al., 2004). Prima di procedere alla stima delle curve di dispersione sono state calcolate le risposte degli array in funzione del numero d'onda ($k_{min/2} - k_{max}$) secondo le equazioni (1.3-15), capitolo 1.3.5 (Wathelet et al., 2008) per verificare la risoluzione delle configurazioni.

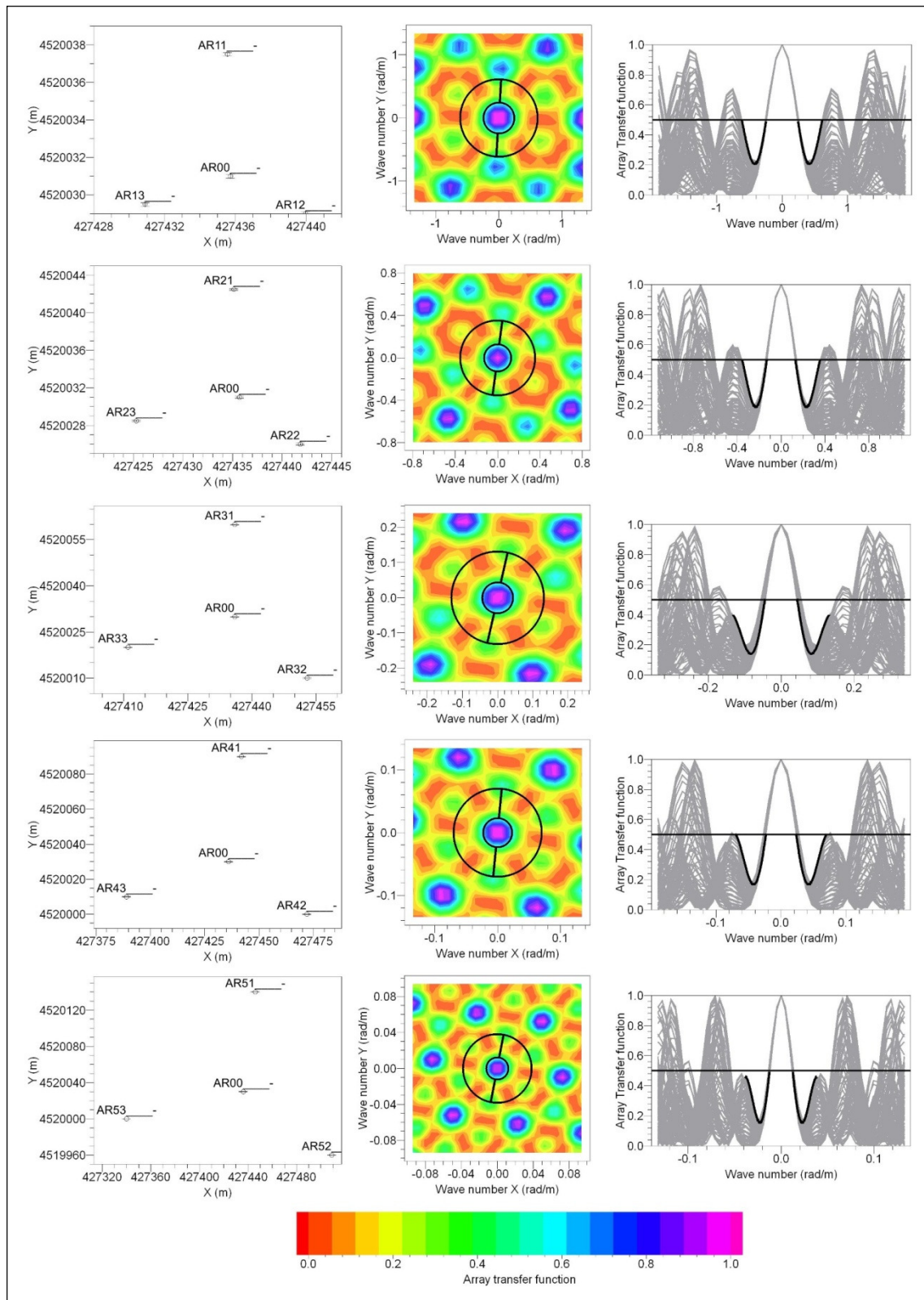
4.5.a. Risposta di array

La risoluzione dei 5 array installati al vulcano Solfatara è stata calcolata per ogni singolo raggio (5, 10, 25, 50 e 100 m) nel range di frequenze comprese tra 1 e 15 Hz. I limiti di validità delle frequenze sono riassunti nella tabella 4.4, in cui la seconda e la terza colonna rappresentano le distanze minima e massima tra le stazioni, la quarta e la quinta colonna i numeri d'onda minimo e massimo dedotti dalla risposta di array teorica visualizzata nella figura 4.37, e le ultime due colonne le frequenze minima e massima lette sulla curva di dispersione teorica corrispondente ai valori di $k_{min/2}$ e k_{max} . Nella figura 4.37 sono visualizzati i limiti di risoluzione degli array A, B, C, D e E: le immagini a sinistra rappresentano le configurazioni per ogni singolo raggio, mentre la parte centrale la corrispondente risposta di array teorica in funzione del numero d'onda, con i cerchi che corrispondono ai limiti del numero d'onda scelti; e le immagini a destra le sezioni che attraversano l'azimuth della risposta di array teorica selezionato, con le curve nere che coincidono all'orientazione della linea nera disegnata nelle immagini centrali.

L'analisi di array è stata eseguita applicando tre metodologie diverse: il metodo della frequenza-numero d'onda (FK) (Lacoss et al., 1969 e Kvaerna and Ringdahl, 1986), il metodo di auto-correlazione spaziale (SPAC) (Aki, 1957) ed il metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC) (Bettig et al., 2001).

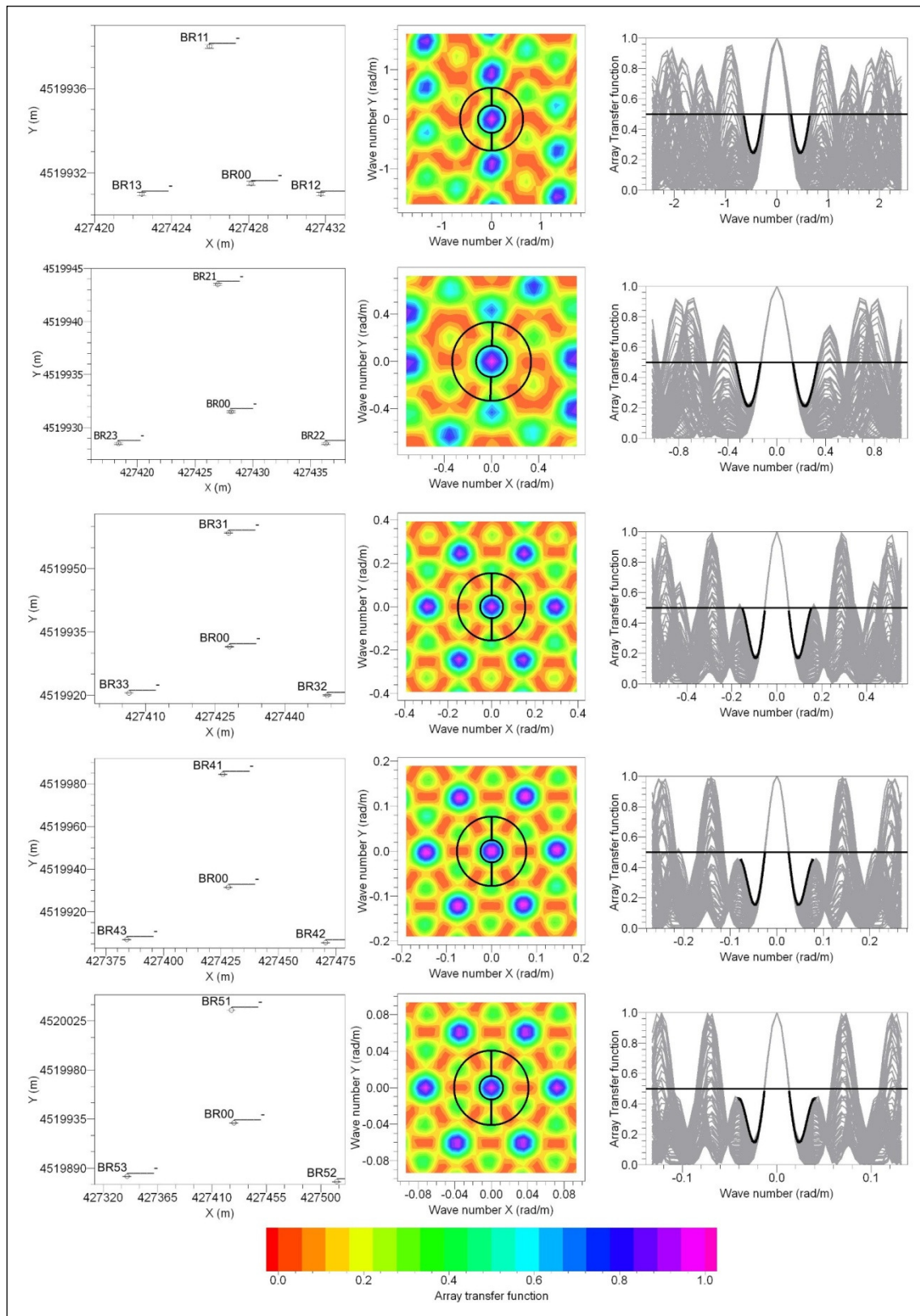
Nome array	Distanza minima (m)	Distanza massima (m)	$K_{\min/2}$	k_{\max}	f_{\min} (Hz)	f_{\max} (Hz)
A raggio 5	4.7	9.6	0.246	0.616	9.5	12.2
A raggio 10	7.9	17.8	0.130	0.355	6.0	9.2
A raggio 25	24.3	45.7	0.044	0.132	3.2	4.2
A raggio 50	49.7	98.3	0.023	0.070	3.0	3.7
A raggio 100	99.4	186.4	0.013	0.038	2.1	3.7
B raggio 5	3.7	9.3	0.280	0.640	8.4	13.3
B raggio 10	8.7	17.9	0.133	0.333	6.5	9.3
B raggio 25	24.0	44.0	0.054	0.156	4.5	7.0
B raggio 50	48.9	90.3	0.025	0.078	3.4	4.6
B raggio 100	100.8	180.0	0.013	0.041	2.4	3.2
C raggio 5	4.4	9.8	0.241	0.580	10.0	14.4
C raggio 10	9.1	17.8	0.126	0.350	6.8	11.4
C raggio 25	24.6	45.3	0.054	0.168	5.2	7.0
D raggio 5	3.2	8.7	0.299	0.683	7.6	12.1
D raggio 10	8.0	17.7	0.135	0.343	6.3	8.8
D raggio 25	23.9	44.5	0.055	0.162	4.9	6.9
D raggio 50	50.2	88.2	0.026	0.080	3.2	4.6
D raggio 100	100.1	183.7	0.013	0.043	2.0	3.1
E raggio 5	4.0	11.0	0.225	0.540	7.1	9.6
E raggio 10	7.2	19.2	0.137	0.326	6.5	9.8
E raggio 25	26.5	53.9	0.058	0.151	4.5	6.5

Tabella 4.4 Per gli array da A ad E, distanze minima e massima tra i sensori, numeri d'onda minimo e massimo, e frequenze minima e massimo in corrispondenza di $k_{\min/2}$ e k_{\max} , rispettivamente.



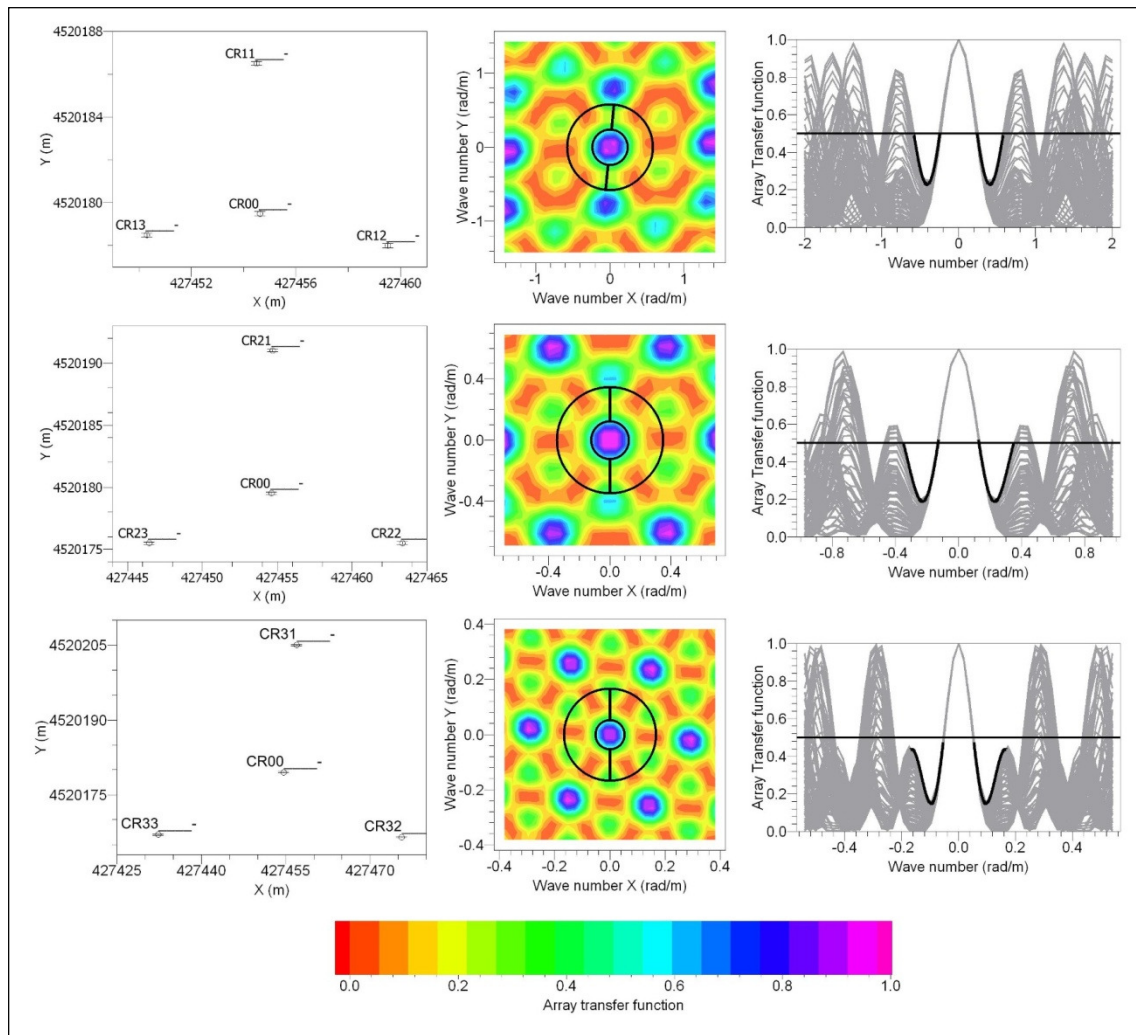
(a)

Fig. 4.37 (Continua nella pagina successiva).



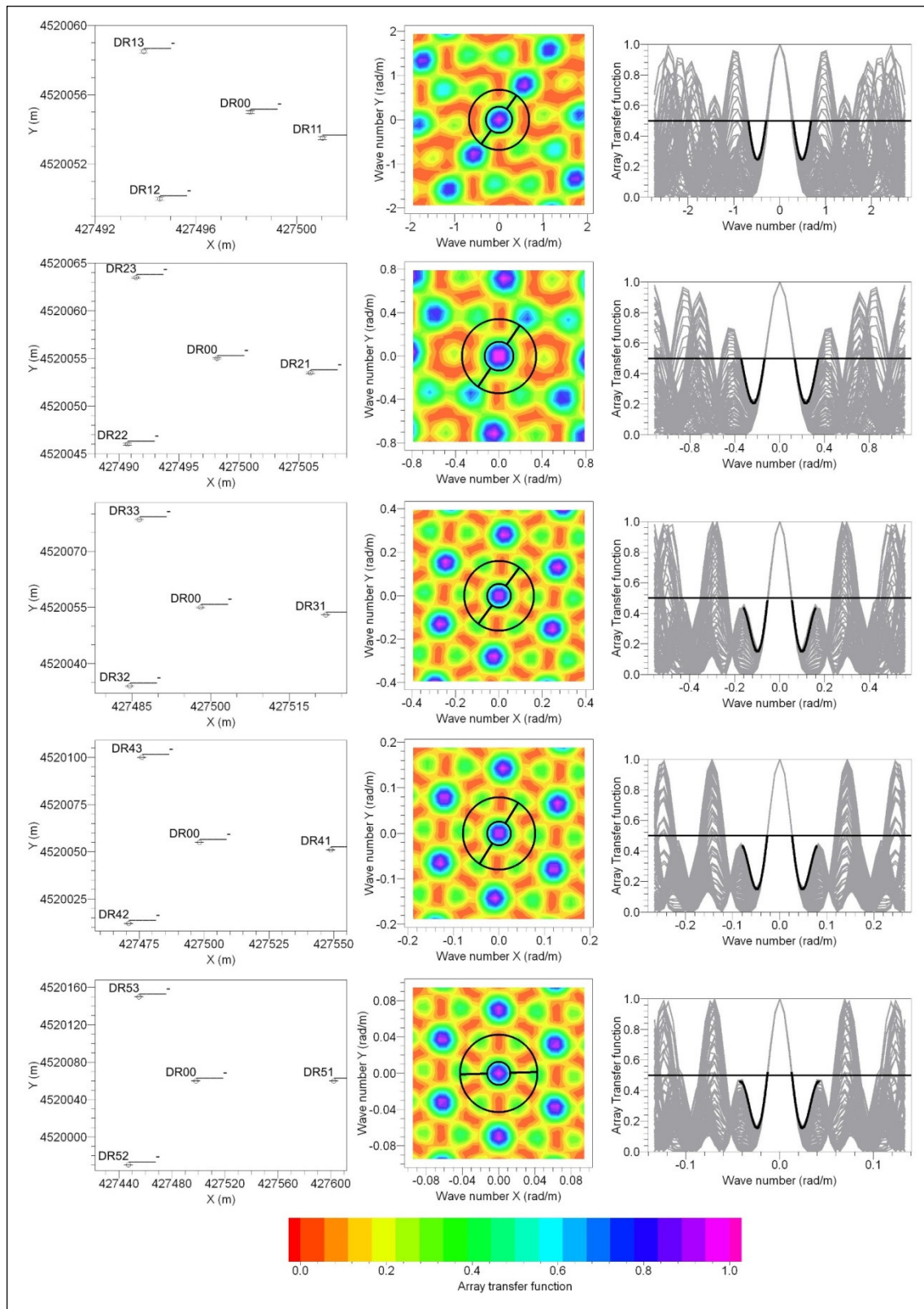
(b)

Fig. 4.37 (Continua nella pagina successiva).



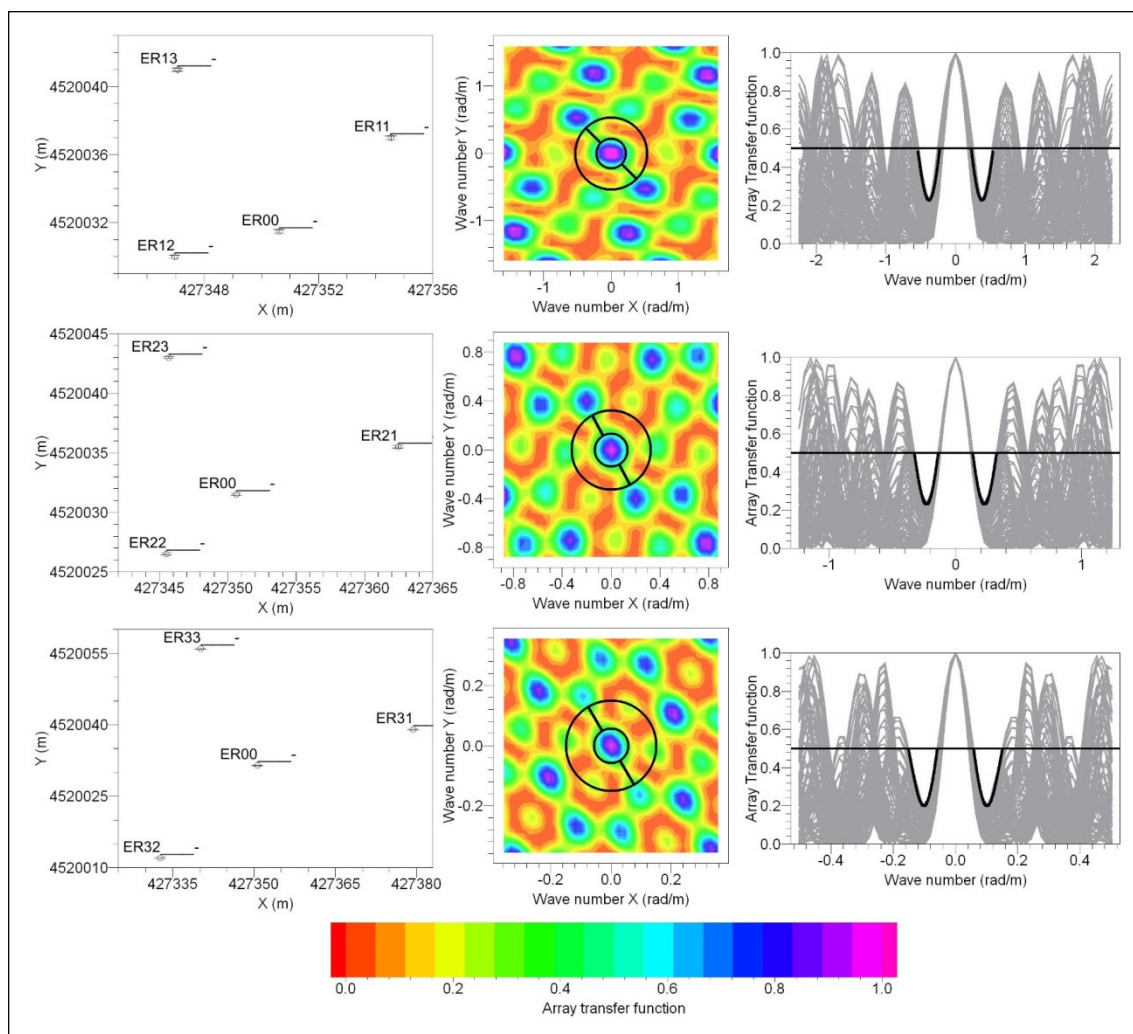
(c)

Fig. 4.37 (Continua nella pagina successiva).



(d)

Fig. 4.37 (Continua nella pagina successiva).



(e)

Fig. 4.37 Nella colonna a destra, configurazione dei 5 array installati al vulcano Solfatara con raggio di 5, 10, 25, 50 e 100 metri per gli array A, B e D, e con raggio di 5, 10 e 25 metri per gli array C ed E. Nella colonna centrale la corrispondente risposta di array teorica in funzione del numero d'onda. Nella colonna a sinistra le sezioni che attraversano alcuni azimuth della risposta di array teorica. Le curve in nero corrispondono all'orientazione delle linee disegnate nella parte centrale della figura.

4.5.b. Metodo della frequenza-numero d'onda (FK)

La tecnica FK è stata applicata sulle componenti verticali di 1 ora di rumore sismico filtrate nel range di frequenza 1-15 Hz, scegliendo valori della frequenza centrale (f_c) con step di 0.1 Hz e larghezza di banda definita come $0.9f_c - 1.1f_c$. La finestra temporale scelta è pari a 30 volte il periodo centrale della banda analizzata, mentre la sovrapposizione tra successive finestre è il 30%. Per ogni banda di frequenza, lo spettro FK è stato calcolato su una griglia con un passo $< k_{min}/4$, ed il suo massimo è stato estratto per ottenere il valore di slowness. E' stato costruito un istogramma contenente i valori di slowness ottenuti per tutte le finestre di tempo selezionate ad una data frequenza, in questo modo è stato possibile estrarre il valore medio e l'errore statistico associato (Ohrnberger et al., 2004).

Per ogni array, la velocità di fase delle curve di dispersione è stata ottenuta rappresentando i valori di velocità come una funzione della frequenza e selezionando la parte delle curve che rientrano tra i limiti di risoluzione $k_{min}/2$ e k_{max} definiti nella tabella 4.4. Ogni configurazione di array con raggio fissato definisce la curva di dispersione in una banda di frequenza limitata: a raggi più piccoli corrispondono bande di frequenza più alte per le quali il ramo della curva di dispersione è valido; mentre i raggi più grandi danno informazioni alle basse frequenze. Quindi, unendo le 5 curve di dispersione corrispondente ai 5 raggi di ogni array (o 3 nel caso degli array C ed E) si ottiene quella totale che copre la banda di frequenza tra 1 e 15 Hz (fig. 4.38). Le velocità di fase variano dai 100 m/s alle alte frequenze a circa 1000 m/s alle basse frequenze; i valori da 15 Hz fino a 4.5-5 Hz sono ben delineati, mentre quelli sotto i 5 Hz sono meno vincolati. I valori medi del picco H/V stimati con l'analisi di Nakamura corrispondono approssimativamente a questi limiti di comportamento dei dati (4.5-5 Hz). Questo può essere dovuto alla mancanza di coerenza che si verifica per le configurazioni più grandi (raggi di 50 e 100 m). Tuttavia, alcuni autori hanno rilevato la difficoltà di ottenere la parte della curva di dispersione proprio sotto la frequenza di risonanza di un sito (Wathelet et al., 2008). Dal confronto delle curve di dispersione per i 5 array è possibile notare che almeno per le frequenze più alte di 5 Hz, l'array C (quello più a nord) è caratterizzato da velocità più alte rispetto a quelle degli array A, D ed E localizzati nella parte centrale del cratere. Inoltre, l'array B situato nella Fangaia mostra valori intermedi. Sotto i 5 Hz, queste differenze nei valori delle velocità di fase non sono apprezzabili. Le

barre di errore riportate in figura 4.38 sono ridotte del 50% per evitare di sovrapporre molte linee e quindi rendere l'immagine più chiara.

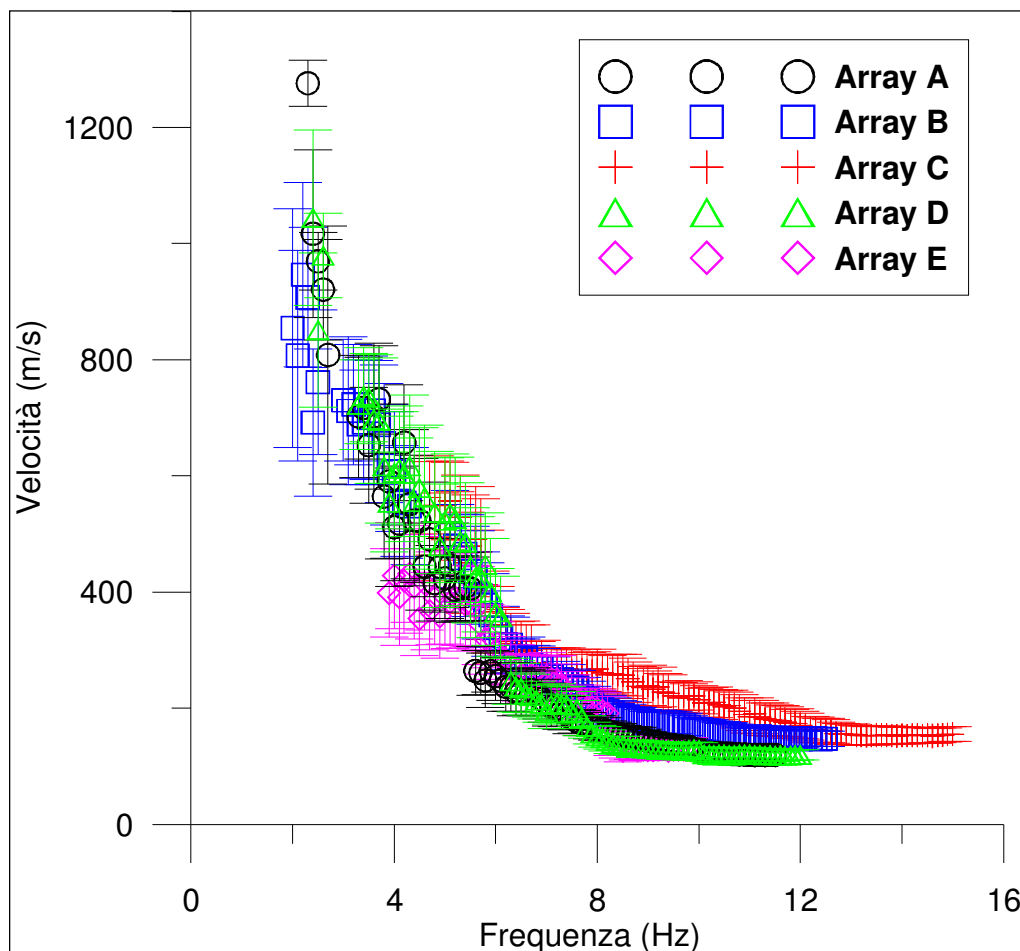


Fig. 4.38 Metodo della frequenza-numero d'onda, curve di dispersione corrispondenti ai 5 raggi di ogni array (o 3 nel caso degli array C ed E). Le barre di errore riportate sono ridotte del 50%.

4.5.c. Metodo di auto-correlazione spaziale di Aki

La tecnica SPAC è stata applicata sempre sulle componenti verticali di 1 ora di rumore sismico filtrate nel range di frequenza 0.75-15 Hz con uno step di 0.25; la finestra temporale scelta è di 100 sec con una sovrapposizione tra successive finestre di analisi del 30%. La figura 4.39 mostra i risultati ottenuti, anche in questo caso le barre di errore sono state ridotte del 50% per una migliore visualizzazione dell'immagine. Le curve risultano molto simili a quelle ottenute con le altre tecniche ma gli errori associati risultano più elevati. Alcune differenze nei risultati si riscontrano per i raggi a distanza di 100 metri degli array B e D, essi mostrano una forte variazione delle velocità con una

diminuzione a 200-400 m/s tra 2 e 4 Hz, inoltre per l'array B si riscontrano ancora valori bassi delle velocità anche alle frequenze da 4.5 a 8 Hz.

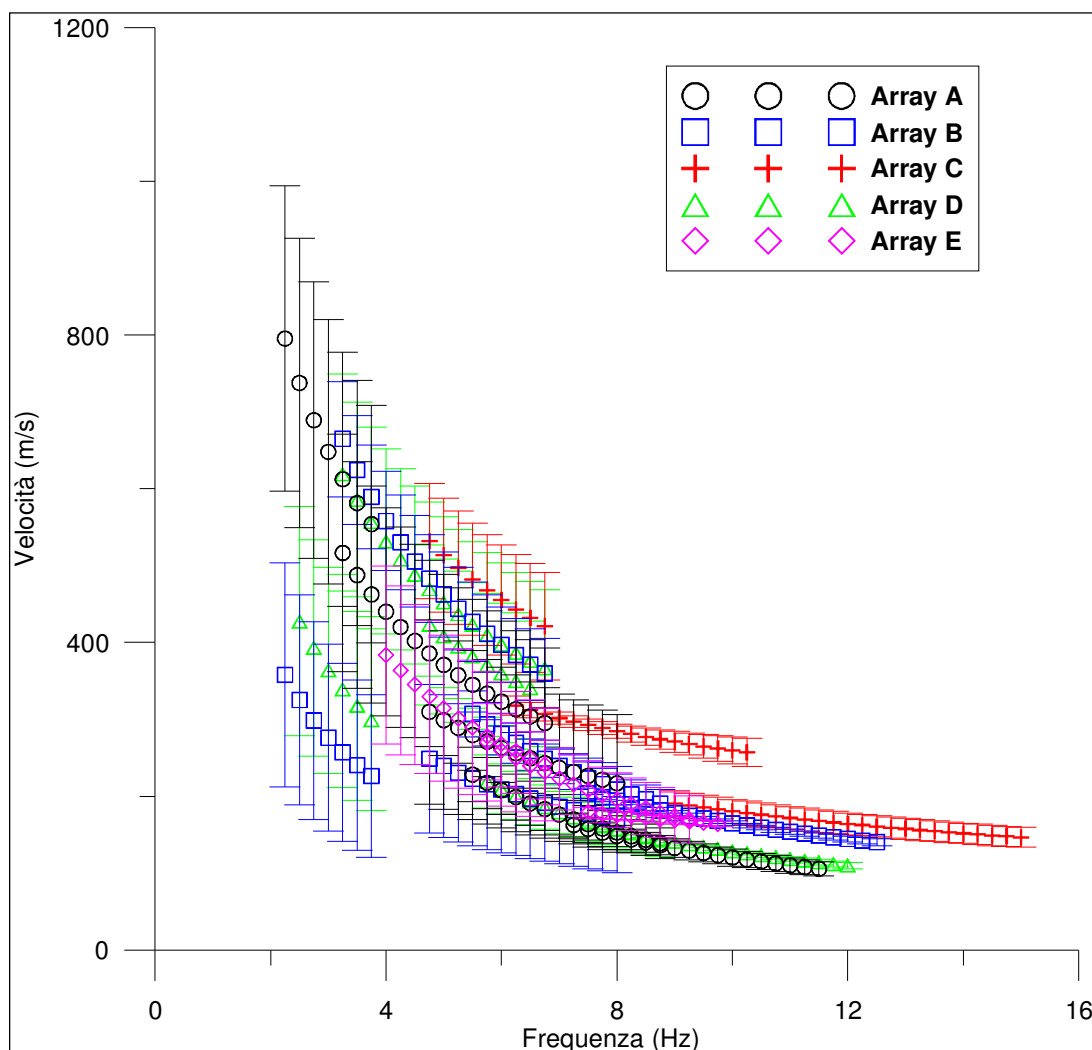


Fig. 4.39 Metodo di Aki, curve di dispersione corrispondenti ai 5 raggi di ogni array (o 3 nel caso degli array C ed E). Le barre di errore riportate sono ridotte del 50%.

4.5.d. Metodo di auto-correlazione spaziale modificato (MSPAC)

Gli stessi segnali sismici sono stati analizzati con il metodo MSPAC. In base al numero di stazioni a disposizione è stato possibile combinare una serie di 2 anelli ognuno contenete 3 coppie di stazioni ($M = 3$) per ogni configurazione di array. I dati sono stati filtrati nella banda 1-15 Hz; per calcolare il coefficiente di correlazione medio è stata utilizzata una finestra di tempo di 60 sec ($T = 60 \text{ sec} \gg T_{\text{max}} = (1 \text{ Hz})^{-1}$) con una sovrapposizione tra successive finestre del 30%, per ogni anello. Le curve di dispersione sono ottenute tracciando il massimo della funzione di semblance, rappresentata in una griglia piana, in funzione della frequenza e della slowness. Gli

errori associati alla dispersione per i valori di certe frequenze sono ottenuti dallo scattering della sembalnce intorno al massimo in corrispondenza di quella frequenza. La curva di dispersione totale per ogni array è, in fine, ottenuta con la stessa procedura applicata per il metodo FK. Le curve di dispersione ottenute con i metodi FK ed MSPAC sono confrontabili, quindi tutte le osservazioni fatte per le curve FK sono valide anche se la dispersione sotto i 5 Hz è meglio definita con il metodo MSPAC (fig. 4.40).

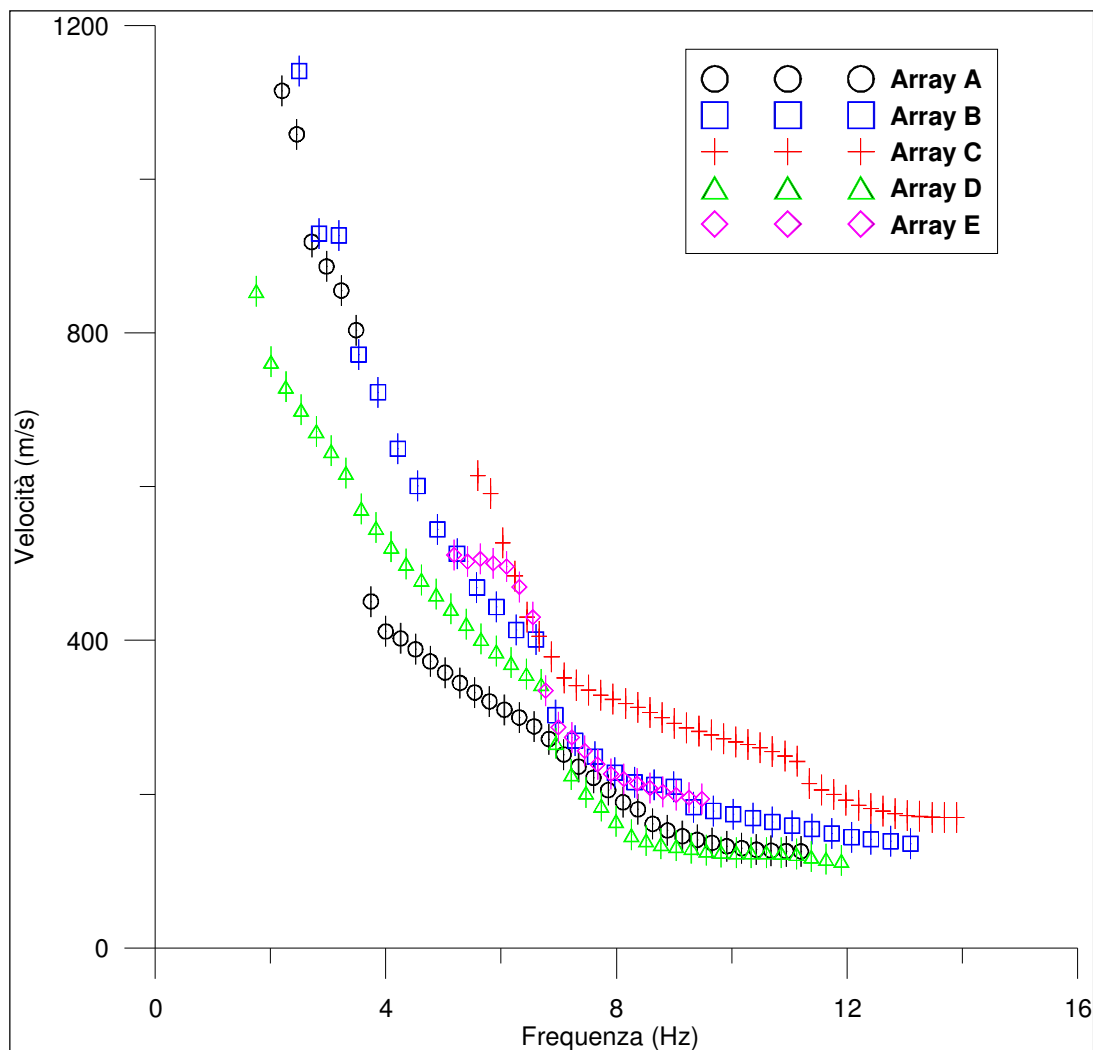


Fig. 4.40 Metodo MSPAC, curve di dispersione corrispondenti ai 5 raggi di ogni array (o 3 nel caso degli array C ed E).

Poiché, in generale, le curve FK, SPAC ed MSPAC sono compatibili e queste ultime sono affette dagli errori minori, si è scelto per l'analisi di inversione per ottenere il modello di velocità delle onde S di utilizzare solo le curve di dispersione ottenute con MSPAC.

4.5.e. Inversione delle curve di dispersione

Le 5 curve di dispersione ottenute al cratere della Solfatara, applicando il metodo MSPAC, sono state invertite tenendo anche conto del corrispondente picco di frequenza ricavato dal metodo dei rapporti spettrali H/V. E' stato utilizzato l'algoritmo di "neighbourhood" (Sambridge, 1999) per ottenere il modello di velocità 1-D sotto ogni array; i parametri da definire sono: le velocità delle onde P ed S, la profondità dello strato, la densità ed il rapporto di Poisson per ogni strato del suolo. Da una ricerca casuale nello spazio il miglior risultato è valutato attraverso il minimo misfit (equazione 1.6).

Inizialmente le inversioni sono calcolate su un range esteso per tutti i parametri ed in seguito raffinati per abbassare il più possibile il valore del misfit. Si inizia con un semplice modello formato da uno strato poggianti su un semi-spazio; poi il numero di strati è stato aumentato gradualmente fino a testare anche dei modelli con gradienti di velocità. Il numero di strati sono risultati stabiliti in corrispondenza del misfit minimo su tutte le inversioni per ogni array.

Ogni inversione è stata calcolata con almeno 5 run indipendenti (a seconda del numero di strati) per assicurare la robustezza del risultato; per controllare l'influenza del numero di iterazioni sono state usate da un minimo di 2550 ad un massimo di 17550 iterazioni per ogni inversione. Le velocità delle onde S sono sempre ben risolte a differenza di quelle delle onde P che risultano essere meno vincolate, così come la profondità del primo strato è sempre meglio definita rispetto a quella per gli strati successivi. Le incertezze maggiori si hanno con l'array A, B e D.

Di seguito si illustrano prima i risultati per ogni singolo array e poi si discutono i risultati globali. In tabella 4.5 sono riassunte le risoluzioni degli array in base alla lunghezza d'onda ricavata dalle curve di dispersione, mentre in tabella 4.6 i valori dei rapporti spettrali H/V medi per ogni array.

Nome array	Risoluzione max (m)	Risoluzione min (m)
Array A	202	4.4
Array B	154	3.5
Array C	44	5.0
Array D	195	3.8
Array E	39	7.5

Tabella 4.5 Risoluzione massima e minima delle curve di dispersione calcolate con il metodo MSPAC.

Nome Array	f_0 (Hz)	Errore
Array A	4.4	0.5
Array B	4.3	0.6
Array C	5.4	0.4
Array D	4.4	0.4
Array E	4.1	0.3

Tabella 4.6 Frequenza fondamentale media e rispettivo errore per ogni array calcolata con il metodo dei rapporti spettrali H/V.

Per l'array A sono rappresentati i modelli di velocità delle onde P ed S con un misfit minore di 0.5. il minimo misfit ottenuto è 0.2 (fig. 4.41a). Il profilo V_s è ben definito sia per il primo che per il secondo strato, trovati alla profondità di 7 m e 62 m, rispettivamente, e con un incremento della velocità da 130 m/s a 460 m/s; sotto i 62 m le incertezze aumentano, probabilmente a causa delle difficoltà nel risolvere le curve di dispersione alle basse frequenze; le velocità nel semi-spazio raggiungono i 1850 m/s. Il profilo V_p definisce bene il primo strato mentre la risoluzione diminuisce già nel definire il secondo strato. Comunque, in genere, le velocità delle onde P hanno una bassa influenza sulla curva di dispersione (Wathelet et al., 2005). Le velocità trovate per le onde P sono 325 m/s e 1050 m/s per il primo e secondo strato rispettivamente, ed il semi-spazio raggiunge velocità di 3070 m/s. Le curve di dispersione calcolate per i modelli avente misfit più basso sono confrontate con la curva teorica (fig. 4.41b). Quest'ultima è ben riprodotta in particolare alle alte frequenze, una maggiore dispersione si ottiene al di sotto della frequenza fondamentale. Questa frequenza è stata calcolata mediando il valore ottenuto dai rapporti spettrali di tutte le stazioni che compongono l'array, e in questo caso è pari a 4.4 Hz, (tabella 4.6).

Per l'array B il valore minimo di misfit ottenuto è 0.08 e i modelli delle velocità P ed S sono rappresentati con un valore minore di 0.3 (fig. 4.41c). Entrambi i profili V_s e V_p mostrano maggiori incertezze nel definire le profondità degli strati, individuati a 7 m e 29 m, mentre le velocità sono meglio definite. Le V_s variano da 150 m/s a 440 m/s raggiungendo i 1000 m/s nel semi-spazio e le V_p variano da 220 m/s a 820 m/s e nel semi-spazio raggiungono i 1600 m/s. Dal confronto delle curve di dispersione calcolate per i modelli con minor misfit e la curva teorica (fig. 4.41d) i risultati migliori si ottengono al di sopra della frequenza fondamentale media (4.3 Hz).

La profondità di investigazione dell'array C è inferiore poiché la configurazione prevede 3 raggi con apertura massima di 25 metri. I risultati mostrano un'ottima definizione sia delle profondità degli strati che delle velocità delle onde di volume nonostante il valore

di misfit minimo sia 0.8. In figura 4.41e sono mostrati i profili delle velocità con un valore di misfit minore di 1. Il primo strato è individuato ad una profondità di 5.5 m con una V_s 150 m/s e V_p 270 m/s; il secondo strato è identificato a 28 m di profondità e la velocità delle onde S e P sono 390 m/s e 930 m/s, rispettivamente; il semi-spazio raggiunge velocità di 1240 m/s e 2230 m/s per le V_s e V_p , rispettivamente. Le curve di dispersione calcolate per i modelli con miglior misfit riproducono veramente bene la curva teorica (fig. 4.41f). La curva rappresentata è solo per frequenze al di sopra della frequenza fondamentale del picco H/V pari a 5.4 Hz.

L'array D è quello che mostra la maggiore disomogeneità, in particolare nel definire la profondità del secondo strato. Nonostante il misfit sia piuttosto basso (0.4), il modello di velocità non è ben vincolato. In figura 4.41g sono rappresentati i modelli con un valore di misfit minore di 0.6. Per entrambi i profili, V_s e V_p , il primo strato è riconosciuto alla profondità di 7.5 m con una V_s 120 m/s e una V_p 230 m/s; invece il secondo strato nel profilo delle onde S varia tra 120 e 150 m e le velocità sono ben definite a 640 m/s; il semi-spazio ha un valore di 1030 m/s. Nel profilo delle onde P la profondità corrispondente al valore di misfit minore è di 130 m ma è un risultato poco vincolato. Lo stesso vale per la corrispondente velocità di 2050 m/s e per la velocità nel semi-spazio di 2300 m/s. Di conseguenza anche la curva di dispersione teorica è riprodotta in maniera più approssimata; in particolare la parte compresa tra 4.5 e 6.5 Hz è al di fuori anche della banda di errori della curva teorica, mentre le alte e basse frequenze sono ben rappresentate (fig. 4.41h). Questo comportamento, probabilmente, è legato ad eterogeneità laterali presenti al di sotto dell'array.

Anche la risoluzione dell'array E arriva ad una profondità inferiore a causa della configurazione composta da soli 3 raggi. I modelli di velocità sono rappresentati con un valore di misfit inferiore di 0.8 e il minimo misfit ottenuto è 0.6 (fig. 4.41i). I profili di velocità delle onde P ed S sono ben vincolati. Con questa inversione si trova un modello ad un solo strato alla profondità di 12 m e velocità di 200 m/s e 350 m/s delle onde S e P rispettivamente; nel semi-spazio si raggiungono valori per le V_s di 1280 m/s e per le V_p di 2500 m/s. Sebbene il minimo misfit sia piuttosto basso la curva di dispersione teorica non è ben rappresentata dalla fascia di curve di dispersione calcolate (fig. 4.41l). A frequenze maggiori di 8 Hz la curva rientra nella banda di errore, mentre a frequenze minori di 8 Hz ma maggiori della frequenza fondamentale del picco H/V (4.1 Hz) le curve di dispersione non sono confrontabili.

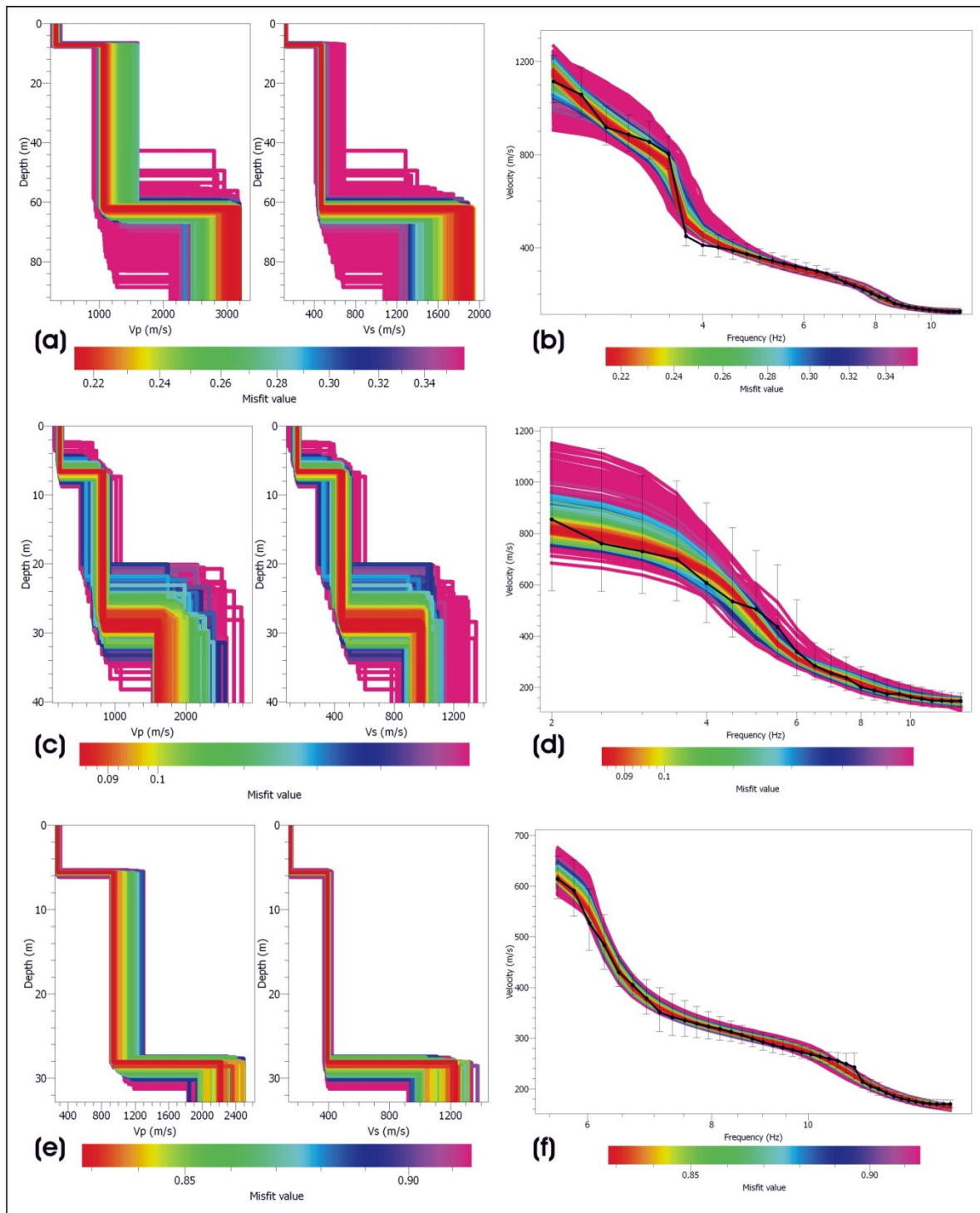


Fig. 4.41 (continua nella pagina successiva).

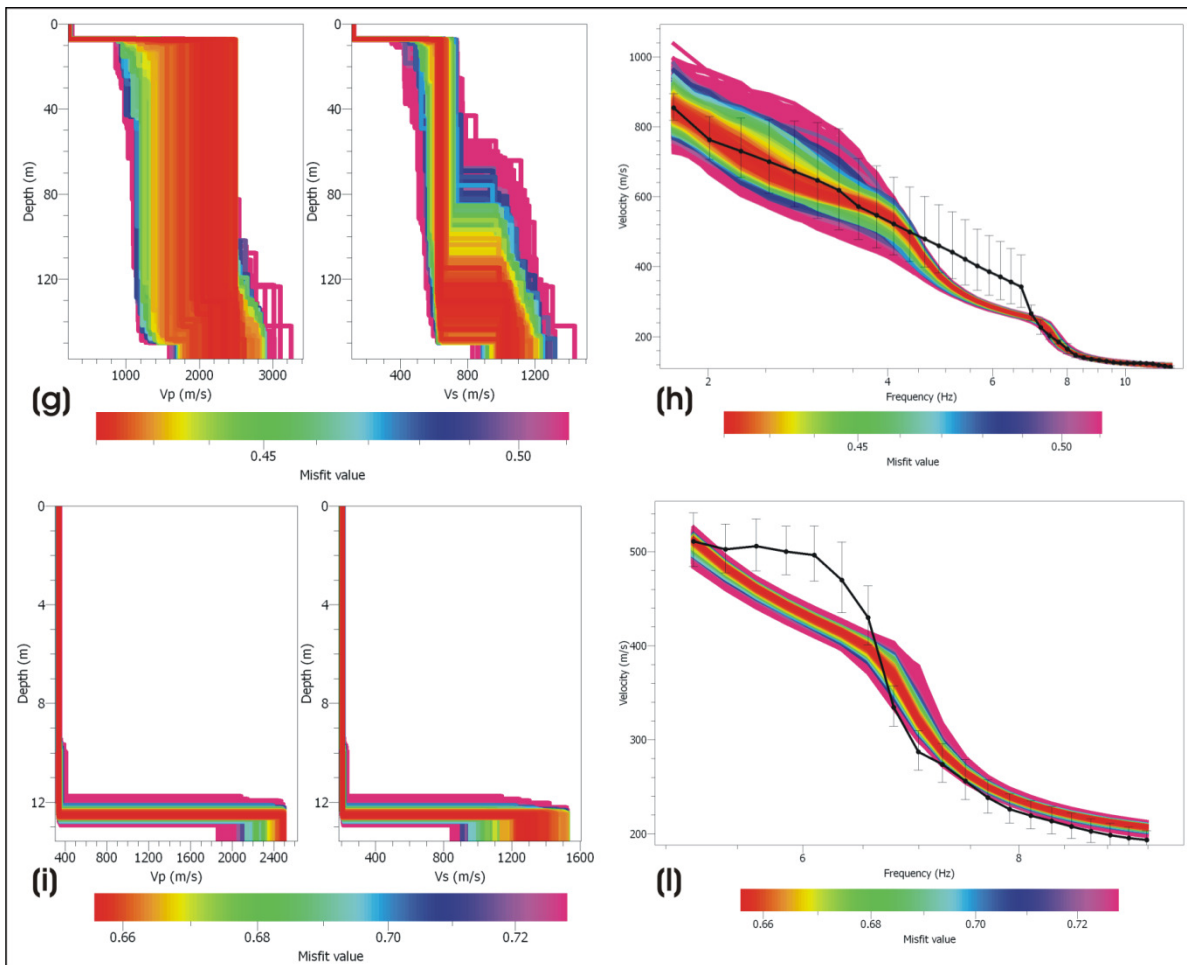


Fig. 4.41 (a), (c), (e), (g) e (i) modelli di velocità delle onde P ed S e (b), (d), (f), (h) e (l) le corrispondenti curve di dispersione. La curva nera corrisponde alla curva di dispersione teorica ottenuta con il metodo MSAPC.

In tabella 4.7 sono riassunti i risultati delle inversioni delle 5 curve di dispersione.

In figura 4.42 è mostrata la mappa delle velocità delle onde di taglio per ogni discontinuità delle velocità trovate con l'inversione delle 5 curve di dispersione. La mappa è stata realizzata applicando una griglia di tipo "kriging gridding". Questo metodo permette di rappresentare delle mappe a partire da dati con distribuzione spaziale irregolare e cerca di individuare l'andamento suggerito dai dati, in questo caso di velocità. Per i primi 5 m la velocità è quasi omogenea (130 m/s), e inizialmente l'area centrale è più lenta rispetto al bordo craterico. Le profondità tra 5.5 e 7 m sono caratterizzate da un'area a bassa velocità che aumentano verso nord dove l'array C raggiunge la massima velocità di 390 m/s. Tra 7-7.5 m l'area di bassa velocità si chiude completamente e la parte sud (array B) raggiunge le velocità di 430 m/s. In fine, tra 7.5 e 12 m la velocità nell'area più a est (le fumarole) aumenta fino a 630 m/s. A queste profondità il volume risulta diviso in una parte a velocità più alte (ad est, in

corrispondenza delle fumarole, sotto l'array D) ed una a velocità più basse (in corrispondenza del bordo più a ovest, sotto l'array E), con una transizione nella zona centrale (dal bordo più a nord sotto l'array C, passando per l'array A fino alla fangaia sotto l'array B, a sud). Questa situazione è riscontrata dai 12 ai 28 m di profondità. La velocità aumenta fino a 640 m/s nell'area più a est, rimane costante nella zona di transizione e supera i 1200 m/s nella zona più a ovest. Il volume tra 28 e 40 m di profondità è caratterizzato da un'area a più alta velocità in corrispondenza del bordo NO del vulcano, dove l'array C raggiunge la massima velocità di circa 1300 m/s. La profondità di 40 m rappresenta il limite di risoluzione dell'array C ed E. L'area a più alta velocità racchiude la parte centrale del vulcano caratterizzata da velocità più basse (500 m/s) registrate all'array A. Sotto la fangaia la velocità aumenta fino a 1000 m/s. Gli ultimi due riquadri rappresentano il volume sotto la profondità di 40 m esplorata solo con gli array A, B e D. I 60-130 m di profondità sono caratterizzati da velocità più alte nell'area centrale e NE, con valori che variano tra 1200 e 1900 m/s. La velocità più bassa corrisponde all'array D (circa 600 m/s).

Nome array	Vp (m/s)	Vs (m/s)	h (m)
Array A	325	130	7,4
	1050	460	62
	3070	1850	
Array B	220	150	7,0
	820	440	29
	1600	1000	
Array C	270	150	5,5
	930	390	28
	2230	1240	
Array D	230	120	7,5
	2050	640	130
	2300	1030	
Array E	350	200	12
	2500	1280	

Tabella 4.7 Velocità delle onde P ed S e profondità degli strati ottenuti dall'inversione delle curve di dispersione per ogni array.

Nell'ultimo riquadro (sotto i 130 m) è rappresentato il limite di risoluzione degli array A, B e D. La velocità sotto l'array D aumenta fino a 1000 m/s. In corrispondenza dell'array A si riscontra l'area a più alta velocità, mentre sotto gli array B e D si ha la regione a più bassa velocità.

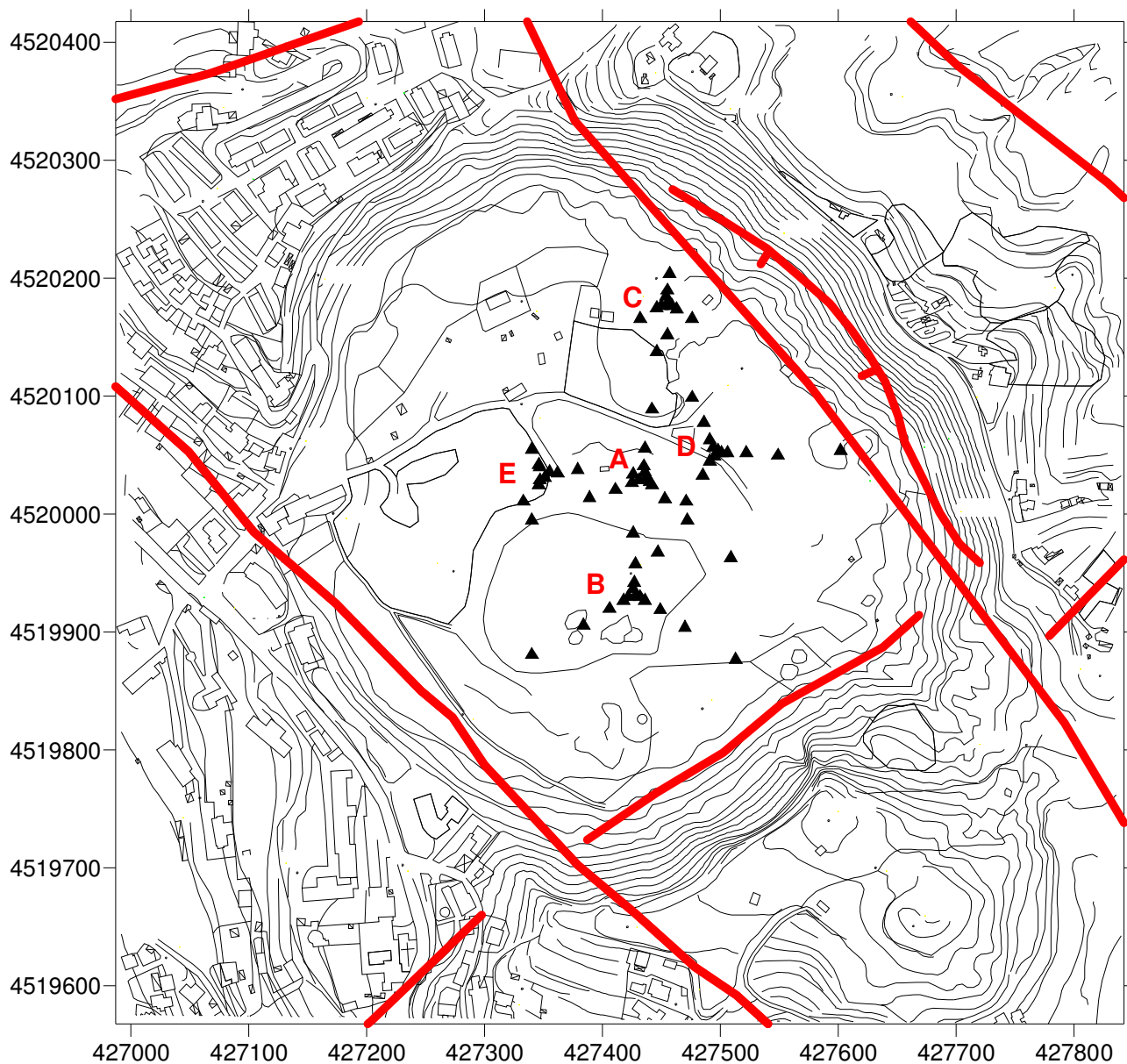


Fig. 4.42 a) Mappa della Solfatara con la posizione degli array A, B, C, D ed E.

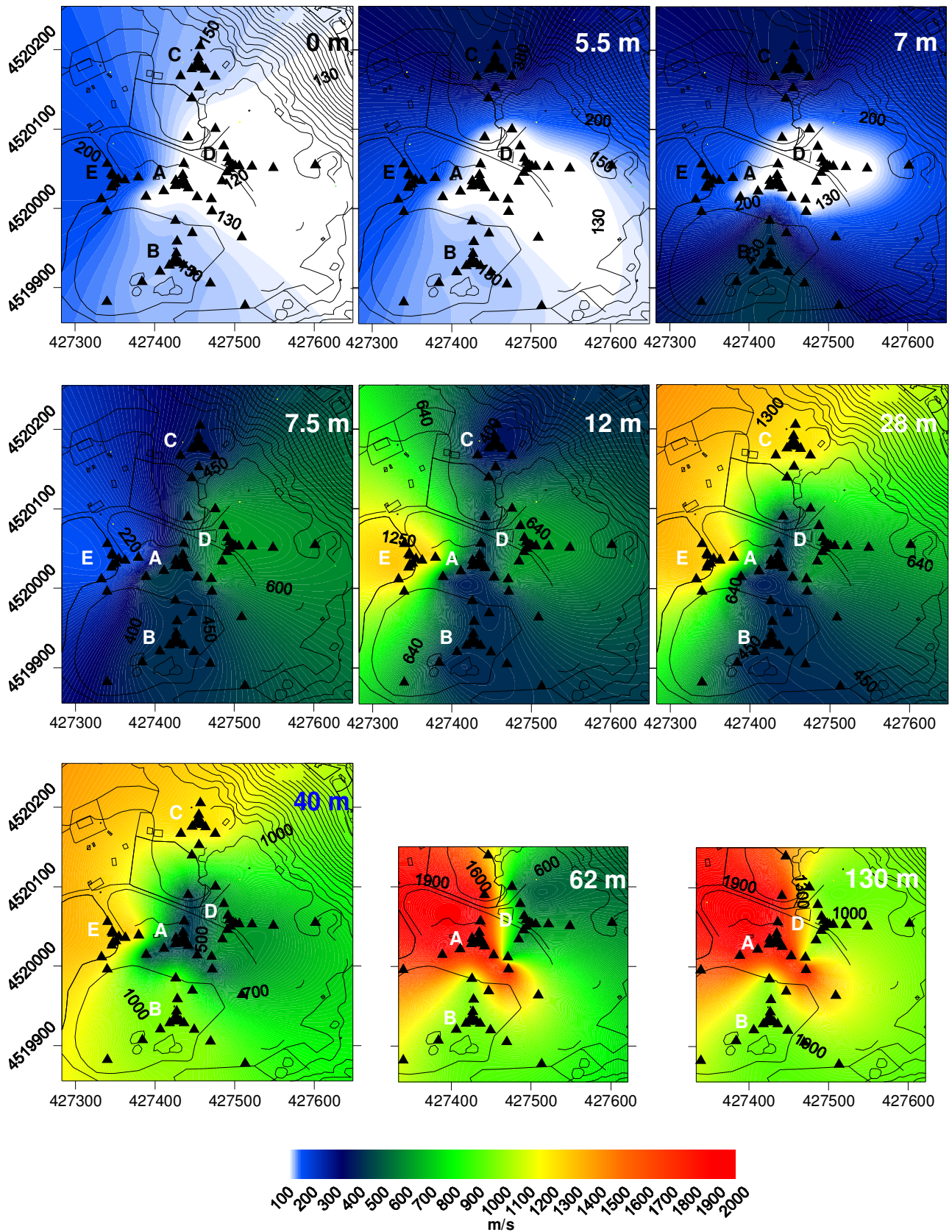


Fig. 4.42 b) Mappa delle velocità delle onde di taglio in corrispondenza di tutte le discontinuità di velocità trovate con l'inversione delle 5 curve di dispersione ottenute al cratere della Solfatara, applicando il metodo MSPAC.

4.5.f. Analisi della risposta di sito alla Solfatara

Per il cratere della Solfatara i parametri utilizzati per il calcolo della funzione di trasferimento teorica (tabella 4.8) sono stati ricavati sia dall'analisi dell'inversione delle curve di dispersione che da fonti bibliografiche (Del Pezzo et al., 1985; Carrara et al., 1988; Nunziata et al., 1999; Petrosino et al., 2006). Anche in questo caso, per il calcolo della funzione di trasferimento teorica sono stati usati due eventi sismici localizzati uno all'interno dei Campi Flegrei e l'altro all'esterno della caldera. Da vari test si è riscontrato che è sufficiente un semplice modello ad uno strato su semi-spazio per riprodurre le frequenze di risonanza sotto gli array, infatti, solo nei primi due strati si ha un forte contrasto d'impedenza (3.5). Quindi, per un semplice modello ad uno strato su semi-spazio, il picco della frequenze di risonanza è di 4.8 Hz, con un'amplificazione di circa 6 utilizzando il programma sviluppato in MathCad, e 4.4 Hz e 2.3 applicando il programma EERA (fig. 4.43).

	V_s (m/s)	ρ (g cm ⁻³)	Spessore (m)	Fattore qualità	γ (kN/m ³)
I Strato	130	1.7	7	5	13.50
Semi-Spazio	430	1.8	-	10	11.50

Tabella 4.8 Parametri delle velocità delle onde S, di densità, dello spessore degli strati, del fattore di qualità e del peso dell'unità di volume totale per il sito del vulcano Solfatara.

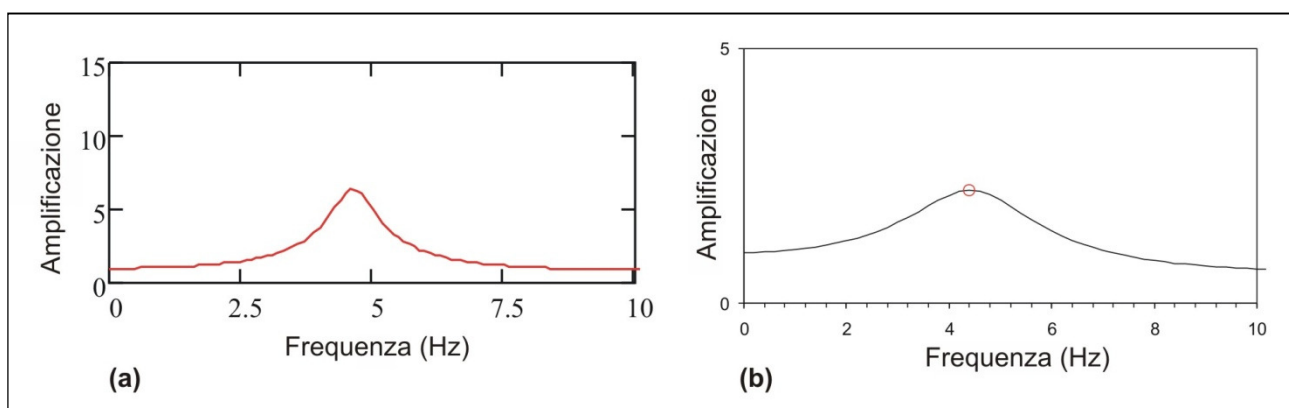


Fig. 4.27 Funzione di trasferimento teorica ottenuta al sito del cratere Solfatara dedotta da un modello di velocità delle onde di taglio applicando: **(a)** lo script MathCad; **(b)** il programma EERA.

I valori della frequenza di risonanza trovati sono compatibili con quelli dell'analisi di Nakamura, mentre, il valore 5 di amplificazione è stato riscontrato solo nella parte centro-meridionale del cratere.

5. Conclusioni

In questo lavoro di tesi ho studiato il rumore sismico applicando tecniche basate sui rapporti spettrali e tecniche di array con lo scopo di ottenere la risposta sismica degli strati più superficiali per alcuni siti dei Campi Flegrei. Grazie all'impiego delle tecniche di array, ho anche ottenuto un modello di velocità superficiale per il vulcano Solfatara. Per le analisi ho utilizzato una gran quantità di registrazioni di rumore sismico acquisito nel corso di alcuni esperimenti a cui ho partecipato sia nella fase di progettazione che nella realizzazione. Ciò mi ha permesso di scegliere vari siti e configurazioni di stazioni e, di conseguenza, mi ha dato la possibilità di applicare svariate tecniche di analisi per poi confrontarne i risultati. Per esempio, nel caso dell'acquisizione effettuata alla Grotta di Seiano, ho avuto la possibilità di confrontare i risultati ottenuti con dati acquisiti ad una certa profondità con i risultati ottenuti con dati raccolti in superficie.

Dalle analisi spettrale e di RMS si osserva che il contenuto spettrale ed il livello dell'ampiezza del rumore è fortemente influenzato dall'attività antropica e dipende dalla fascia oraria oltre che dal sito stesso. Inoltre, si nota, come le stazioni poste in profondità mostrino un marcato contenuto spettrale a bassa frequenza (< 2 Hz), ed un valore di ampiezza spettrale fino a 5 volte inferiore rispetto alle stazioni situate in superficie. Questo significa che i segnali sismici acquisiti in superficie sono generati da sorgenti superficiali.

Il metodo dei rapporti spettrali di Nakamura è stato applicato a 68 stazioni situate nell'area flegrea, la maggior parte delle quali sono ubicate all'interno del cratere della Solfatara. I risultati sono stati verificati seguendo i criteri di significatività e affidabilità del picco H/V secondo le linee guida proposte dal progetto SESAME (European Research Project).

Le stazioni che mostrano un'amplificazione significativa si trovano nell'area della Solfatara (gli array A, B, C, D, ed E e la stazione SFT) ed a Quarto.

Il valore medio della frequenza di risonanza calcolato alla Solfatara è di circa 4 Hz, anche se valori anomali sono stati riscontrati lungo i bordi nord ed est della caldera; i valori di amplificazione aumentano nella parte interna e ad est del cratere e diminuiscono verso la fangaia. In base alla relazione $V_s = f_0 4h$, dove V_s ed h sono rispettivamente la velocità media delle onde S per gli strati superficiali e lo spessore dei sedimenti (Parolai et al., 2002), l'aumento della frequenza di risonanza può essere legato alla variazione dello spessore dello strato superficiale che diminuisce dal centro verso il bordo del cratere. Questo risultato è coerente con le analisi effettuate in bacini

sedimentari (Bindi et al., 2009), in cui si osserva la variazione del picco di amplificazione al variare dello spessore dei sedimenti.

Al sito di Quarto, la disponibilità di una colonna stratigrafica ha permesso di integrare i dati sperimentali con quelli geologici. La velocità dedotta per il primo strato conoscendo lo spessore e la frequenza di risonanza è compatibile con i materiali che ricoprono la piana di Quarto, e cioè riporto antropico e materiale piroclastico sabbioso-limoso. Lo spessore ridotto probabilmente è dovuto al fatto che si trova molto vicino al bordo del cratere. Invece, i rapporti spettrali per la stazione posta in pozzo non mostrano nessuna amplificazione significativa e questo può essere interpretato con la presenza di una roccia che si comporta come bedrock, ed in questo caso è rappresentato dal Tufo Giallo Napoletano.

Le stazioni che non mostrano un picco di amplificazione significativo sono STH, TSFT e VIR, tutte localizzate su degli alti topografici con piccoli spessori di sedimento superficiale. E' stato dimostrato che la topografia può avere un effetto di amplificazione o deamplificazione dei rapporti spettrali. Chavez-Garcia et al., 1996, trovano che il movimento verticale su un alto topografico è circa 1 indipendentemente dalla natura del campo incidente. Anche nel lavoro di Caserta et al., 2000, nell'area di Nocera Umbra sono state descritte piccole amplificazioni di 2-3 tra 2.5 e 5 Hz al top della collina.

I risultati della stazione superficiale di Pozzuoli non vengono presi in considerazione poiché i criteri per stabilire la significatività del picco non sono verificati, e l'interpretazione potrebbe essere ambigua. Invece, per la stazione posta in profondità il picco riscontrato a bassa frequenza non ha un valore di amplificazione significativo ed anche in questo caso la stazione è nel tufo litoide di colore giallo. Lo stesso avviene per le stazioni poste nella Grotta di Seiano, galleria scavata completamente nel Tufo Giallo Napoletano, e le analisi spettrali non mostrano alcuna amplificazione significativa. E' da notare come il valore di picco diminuisce dall'ingresso della grotta verso l'interno. Questo effetto potrebbe essere legato alla topografia.

Dove possibile, ho integrato le analisi eseguite sulle singole stazioni con le analisi di array per lo studio della propagazione delle onde sismiche negli strati più superficiali della crosta terrestre. Ho applicato le tecniche multicanale della frequenza-numero d'onda (FK), di auto-correlazione spaziale (SPAC) e di auto-correlazione spaziale modificata (MSPAC) a 5 array installati al vulcano Solfatara ed ho ottenuto 5 curve di dispersione utilizzate per la misura della velocità delle onde di taglio. Le metodologie hanno mostrato dei risultati confrontabili dando una maggiore robustezza e

quindi affidabilità all'analisi. L'inversione delle curve di dispersione ha permesso di ottenere un modello di velocità dettagliato delle onde S del cratere raggiungendo una profondità di circa 130 metri. I dati rivelano una struttura formata da due strati poggianti su semi-spazio, con uno strato superficiale a bassa velocità individuato a 7.5 metri nella parte centrale del cratere che si assottiglia verso il bordo nord; la profondità del secondo strato varia da 28 a 130 metri, gli spessori minori si trovano nella parte nord e sud del cratere aumentando verso il centro e nella zona delle fumarole. L'array D, dispiegato in queste zone, mostra le maggiori variazioni dei risultati dovute alle eterogeneità laterali che si riscontrano all'interno del cratere. Diversi lavori sono stati svolti per ottenere un modello di velocità dell'area (Petrosino et al., 2006; Bruno et al. 2007) ma non è stata raggiunta la stessa risoluzione presentata in questo lavoro di tesi.

In un esperimento numerico Luzon et al., 2001, hanno dimostrato che i rapporti spettrali H/V possono stimare la frequenza fondamentale locale in presenza di un alto contrasto di impedenza tra bacino e bedrock. Tale condizione è stata sempre riscontrata per i siti esaminati.

I rapporti spettrali H/V sono stati confrontati con la funzione di trasferimento teorica.

I valori delle velocità delle onde S e gli spessori sono state dedotte dall'analisi di array per la Solfatara, e da dati bibliografici e stratigrafici per gli altri siti. In genere, i risultati mostrano un buon accordo tra la frequenza di risonanza teorica e quella sperimentale. L'analisi dei rapporti spettrali ed il calcolo della funzione di trasferimento teorica alla Solfatara è stata eseguita anche nel lavoro di Petrosino et al., 2006. Gli autori trovano il picco di frequenza di risonanza H/V a 5.4 Hz, mentre nel lavoro di tesi, avendo a disposizione molte più stazioni, ho avuto la possibilità di identificare questo valore in un'area specifica del cratere, lungo i bordi nord ed est del cratere. Inoltre, le differenze del picco della funzione di trasferimento riscontrate nello stesso lavoro probabilmente sono dovute al modello di velocità utilizzato. Infatti che nel presente lavoro di tesi ho usato un modello di velocità che è rappresentativo solo del cratere mentre in Petrosino et al., 2006, il modello si riferisce ad un'area più estesa.

Il lavoro di questa tesi vuole aggiungere un ulteriore contributo alle conoscenze acquisite con le metodologie applicate in un'area vulcanica complessa quali sono i Campi Flegrei. Allo stato attuale questa regione è interessata da fenomeni di vulcanismo attivo di bassa intensità (presenza di fumarole, fenomeni di bradismo, ecc.) e da una attività sismica di bassa energia. Di conseguenza lo studio del rumore sismico per stimare la risposta di sito è fortemente raccomandato, sia come velocità di

esecuzione che come alternativa a metodi invasivi che prevedono, per esempio l'uso di esplosivi. In questo contesto il mio studio riflette l'ampia possibilità di scelta delle metodologie di analisi e l'importante possibilità di confronto dei risultati che ne deriva. Inoltre in aree come quelle studiate è diventato oramai fondamentale il contributo che danno gli studi sul rumore alla stima dell' amplificazione locale ai fini della stima dei parametri che quantificano il rischio sismico (per esempio la PGA).

Nel corso delle analisi effettuate per la stima degli effetti di sito, ho anche ottenuto dei risultati interessanti dal punto di vista geofisico e metodologico.

L'utilizzo di dati acquisiti in profondità mi ha permesso di caratterizzare il campo d'onda per i siti di Quarto, di Pozzuoli e della Grotta di Seiano stimando il rapporto delle onde di volume rispetto quelle superficiali. Le differenze riscontrate implicano che gli effetti di sito sono influenzati da sorgenti superficiali, da variazioni locali oltre che dal tipo di mezzo attraversato.

Come ho già evidenziato, ho ottenuto un modello di dettaglio delle velocità per il vulcano Solftara che contribuisce all'interpretazione della struttura geologica del cratere caratterizzata da eterogeneità laterali, probabilmente legate all'interazione tra assetto strutturale e dinamiche di degasazione.

In fine, per lo studio della composizione del campo d'onda del rumore sismico ambientale è stato fondamentale la combinazione di più metodologie perché mi ha permesso di definirne le capacità ed i limiti di investigazione.

Ringraziamenti

L'esperienza acquisita durante questi anni di lavoro è stata resa possibile grazie ai preziosi consigli dei colleghi dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – sezione di Napoli. Un particolare ringraziamento va a Paola Cusano e Simona Petrosino la cui collaborazione scientifica ed il sostegno morale ha reso possibile lo svolgimento del lavoro. Inoltre, ringrazio Mauro Di Vito per i suoi preziosi suggerimenti riguardo le conoscenze vulcanologiche della caldera dei Campi Flegrei.

L'ultimo, ma non il meno importante ringraziamento, va ai carissimi amici Umberto, Gianluca, Floriana....per avermi sostenuto nei momenti più difficili.

Questa tesi è frutto di molta pazienza e forza di volontà.

Bibliografia

- Acocella V., Salvini F., Funiciello R. and Faccenna C. (1999). The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 123-139.
- Aki K. (1957). Space and time of stationary stochastic wave, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Ins*, Vol XXXV, 415-457.
- Amore O., L. Brancaccio, G. Ciampo, A. Cinque, F. Russo, F. Sgarrella, E. Taddei, D. Barra and I. Sgroso (1988). Ulteriori considerazioni sui depositi marini de "La Starza" presso Pozzuoli. *Atti Convenzione Bradisismi e Fenomeni Connessi*, Vol. 1, 200-216.
- Asten M.W. and Henstridge J. D. (1984). Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49: 1828-1837.
- Bard P. Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, In *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion* (Irikura, Kudo, Okada and Sadasani eds.) Balkema, Rotterdam, 1251-1279.
- Berrino G., Corrado G., Luongo G. and Toro B. (1984). Ground deformation and gravity change accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. *Bull. Volcanol.*, 65, 43-54.
- Bettig B., Bard P.-Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C., and Hatzfeld D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42: 281-304.
- Bianco F., Del Pezzo E., Saccorotti G. and Ventura G. (2004). The role of hydrothermal fluids in triggering the July-August 2000 seismic swarm at Campi Flegrei, Italy: evidence from seismological and mesostructural data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 133, 229-246.
- Bindi D., Parolai S., Cara F., Giulio G. D., Ferretti G., Luzi L., Monachesi G., Pacor F. and Rovelli A. (2009). Site amplifications observed in the Gubbio Basin, Central Italy: Hints for lateral propagation effects. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 741–760.
- Bonnefoy-Claudet S., Cotton F and Bard P. Y. (2006). The Nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth Science Reviews*, 79, 205-227.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seis. Soc. Am*, 60, 29-61.

- Bruno P. P. G., Ricciardi G. P., Petrillo Z., Di Fiore V., Troiano A. and Chiodini G. (2007). Geophysical and hydrogeological experiments from a shallow hydrothermal system at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy: response to caldera unrest. *J. Geophys. Res.*, 112, B06201, doi:10.1029/2006JB004383.
- Busana M. S., Basso P. (1997). Via per montes excisas – Le strade in galleria nell'Italia romana. Ed. L'Erma di Bretschneider, 175-176.
- Caliro S., Chiodini G., Moretti R., Avino R., Granieri D., Russo M. and Fiebig (2007). The origin of the fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy). *Geoch. Et Cosmochimica Acta*, 71, 3040-3055.
- Capon J. (1969). High resolution frequency-wavenumber analysis. *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- Carrara E., C. Del Negro, F. M. Guadagno, C. Nunziata, A. Rapolla and N. Roberti (1988). Parametri dinamici di vulcanoclastiti sciolte e litoidi dei Campi Flegrei. *Atti Convenzione Bradisismi e Fenomeni Connessi*, Vol. 1, 39-59.
- Caserta A., Bellucci F., Cultrera G., Donati S., Marra F., Mele G., Palombo B. and Rovelli A. (2000). Study of site effects in the area of Nocera Umbra (Central Italy) during the 1997 Umbria-Marche seismic sequence. *J. Seism.*, 4, 555-565.
- Castro R. R., Muciarelli M., Pacor F. and Petrongaro C. (1997). S-wave site response estimates using horizontal-to-vertical spectral ratios. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87-1, 256-260.
- Chavez-Garcia F. J., Sanchez L. R. and Hatzfeld D. (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86-5, 1559-1573.
- Chouet B. (1996). New methods and future trends in seismological volcano monitoring. In Scarpa R. and Tilling R. I. (eds), *Monitoring and mitigation of volcano hazard*, Springer-Verlag, Berlino, 23-97.
- Chouet B., De Luca G., Milana G., Dawson P., Martini M. and Scarpa R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 653-666.
- Comune di Napoli – Servizio Urbanistica (1992). *Indagini geologiche per l'adeguamento del P.R.G. alla L.R. 7-1-1983 N° 9 in difesa del territorio dal rischio sismico*.
- Comune di Napoli (2001). *Indagini geognostiche sui costoni esistenti sul territorio comunale*.

- Damiano N., Maresca R., Nardone L. and Galluzzo D. (2008). Esperimento sul rumore sismico alla Grotta di Seiano (Campi Flegrei): tecniche di acquisizione e primi risultati. Atti VI Convegno Nazionale di Speleologia in Cavit  Artificiali - Napoli, 30 maggio - 2 giugno 2008 Opera Ipogea 1/2 – 2008.
- De Lorenzo (1904). The history of volcanic action in the Phlegraean Fields. Q. J. Geol. Soc., 9.
- Del Pezzo E., De Natale G., Scarcella G. and Zollo A. (1985). Q_c of three component seismograms of volcanic microearthquakes at Campi Flegrei volcanic area – Southern Italy. Pure Appl. Geophys., 123, 683-696.
- De Natale G. and Pingue F. (1993). Ground deformation in collapsed caldera structures. J. Volcanol. Geotherm. Res., 57, 19-38.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P. B., Calvert A., Bohrson W. A., Spera F. J. And Belkin H. E. (2001). Mineral. Petrol., 73, 47-65.
- Di Girolamo P., Ghiara M. R., Lirer L., Munno R., Rolandi G. and Stanzione D. (1984). Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. Boll. Soc. Geol. Ital., 103, 349-413.
- Di Vito M. A., F. M. Guadagno, C. Nunziata, N. Roberti, L. Lirer and A. Rapolla (1988). Valutazione della risposta sismica locale dell'area di Toiano: studio geologico. Atti Convenzione Bradisismi e Fenomeni Connessi, Vol. 1, 74-84.
- Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G., Southon J., De Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L. and Piochi M. (1999). Volcanism and deformation since 12.000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 123, 683-696.
- Fedele F., Giaccio B., Isaia R. and Orsi G. (2003). The Campanian Ignimbrite eruption, heinrich event 4, and paleolithic change in Europe: a high-resolution investigation. In: Volcanism and Earth's Atmosphere, AGU Geophys. Monograph., 139, 301-325.
- Isaia R., D'Antonio M., Dell'Erba F., Di Vito M. and Orsi G. (2004). The Astroni volcano: the only example of close eruptions within the same vent area in the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 133, 171-192.
- Konno K. and T. Ohmachi (1998). Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 228-241.
- Kramer S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.

- Kvaerna T. and Ringdahl F. (1986). Stability of various fk-estimation techniques. In Semiannual Technical Summary, 1 October 1985 - 31 March 1986. In NORSAR Scientific Report, 1-86/87, Kjeller, Norway, pages 29-40.
- LaCoss R. T., Kelly E. J. And Toksoz M. N. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34, 21-38.
- Lermo J. and F. J.Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful in site response Evaluation?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.
- Li T. M. C., Ferguson J. F., Herrin E. and Durham H. B. (1984). High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74 (5), 2015-2033.
- Lomax A. J. And Snieder R. (1994). Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2617-2620.
- Luzon F., Z. Al Yuncha, F. J. Sanchez-Sesma and C. Ortiz-Aleman (2001). A numerical experiment on the horizontal to vertical spectral ratio in flat sedimentary basins. *Pure appl. Geophys*, 158, 2451-2461.
- Malischewsky P.G. and F. Scherbaum (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. Available online at www.sciencedirect.com, 40, 57-67.
- Maresca R., Castellano M., De Matteis R., Saccorotti G. and Vaccariello P. (2003). Local site effects in the town of Benevento (Italy) from noise measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 160 (9), 1745–1764.
- Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, Vol. 30, No. 1.
- Nogoshi M, and Igarashi T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Nunziata C., Mele R. and Natale M. (1999). Shear wave velocities and primary influencing factors of Campi Flegrei-Neapolitan deposits. *Engineering Geology*, 54, 299-312.
- Ohmachi T. And Umezono T. (1998). Rate of Rayleigh waves in microtremors. *Proc. Second Inter. Symp. Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, 587-592.
- Ohrnberger M. (2001). Continuous automatic classification of seismic signals of volcanic origin at Mt Merapi, Java, Indonesia. PhD thesis, University of Potsdam, Germany.

- Ohrnberger M., Schissele E., Cornou C., Bonnefoy- Claudet S., Wathelet M., Savvaidis A., Scherbaum F. and Jongmans D. (2004). Frequency wavenumber and spatial autocorrelation methods for dispersion curve determination from ambient vibration recordings. In: Proc. of 13th World Conf. on Earthquake Engineering, Vancouver, BC, Canada, 1–6 August 2004.
- Orsi G., De Vita S. and Di Vito M. (1996). The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 74, 179-214.
- Orsi G., Di Vito M. A. and Isaia R. (2004). Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera. *Bull. Volcanol.*, 66, 514-530.
- Panza G. F., Romanelli F. and Vaccari F. (2001). Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: theory and applications to seismic zonation. *Advances in Geophysics*, 43, 1–95.
- Parolai S., P. Bormann and C. Milkereit (2002). New relationships between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2521-2527.
- Parolai S. and Galiana-Merino J. J. (2006). Effect of transient noise on estimates of H/V spectral ratios. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, No. 1, 228-236.
- Petrosino S., Cusano P. and Saccorotti G. (2006). Shallow shear-wave velocity structure of Solfatara volcano (Campi Flegrei, Italy), from inversion of Rayleigh-wave dispersion curves. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 47, n. 1-2, 89-103.
- Petrosino S., Damiano N., Cusano P., Veneruso M., Zaccarelli L., Torello V. and Del Pezzo E. (2008). Seismic noise at Solfatara Volcano (Campi Flegrei, Italy): acquisition techniques and first results. *Quaderni di Geofisica*, N. 51.
- Rittmann A. (1950). Sintesi geologica dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 69, 117-177.
- Rosi M., Sbrana A. and Principe C. (1983). The Phlegraean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 273-288.
- Rosi M. and Sbrana A. (1987). Phlegraean Fields. *CNR, Quad. Ric. Sci.*, 114, 1-175.
- Sambridge M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Intern.*, 103, 4839-4878.

- Sen M. K. And Stoffa P. L. (1991). Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using simulated annealing. *Geophysics*, 56, 1624-1638.
- SESAME European research project, WP08-Deliverable D13.08 (2004) – Nature of noise wavefield. Project n° EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- SESAME European research project, WP12-Deliverable D23.12 (2004) – Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation. Project n° EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- Tarantola A. (1950). *Inverse problem theory*. Elsevier Science Publishing Co.
- Tokimatsu K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. In Ishihara (ed), editor, *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, volume 3, pages 1333-1368. Balkema.
- Wathelet M., Jongmans D. and Ohrnberger M. (2005). Direct inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, No. 5, 1787-1800.
- Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. and Bonnefoy-Claudet S. (2008). Array performance for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V_s inversion. *J. of Seism.*, 12, 1-19.
- Woods J. W. and Lintz P. L. (1973). Plane waves at small arrays. *Geophysics*, 38: 1023-1041.
- Yamanaka H., Takemura M., Ishida M. and Niwa M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 (6), 1831-1841.